


Abhandlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Neue Folge, Heft 68.

Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges.

Von

Georg Berg

Kgl. Geologe.



Mit 4 Tafeln und 9 Textfiguren.

Herausgegeben

von der

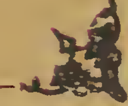
Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

1912.

Preis 8 Mark.

Abhandlungen

der

Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt.

Neue Folge.

Heft 68.



BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.

1912.

Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges.

Von

Georg Berg

Kgl. Geologe.

Mit 4 Tafeln und 9 Textfiguren.

Herausgegeben

von der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.



BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

1912.

Inhalts-Übersicht.

Inhalts-Übersicht.

Vorwort.

In den Sommermonaten der Jahre 1908 bis 1911 untersuchte und kartierte der Verfasser im Auftrage der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt das Gebiet der Meßtischblätter Tschöpsdorf, Schmiedeberg, Kupferberg und Krummhübel (östlicher Teil). Dieses Gelände umfaßt neben den besonders auf Blatt Schmiedeberg weitverbreiteten Culmbezirken und dem vor allem auf Blatt Kupferberg weite Strecken einnehmenden Granitareal, die gesamten zwischen Granit und Culm sich einschiebenden krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges, soweit sie preußisches Gebiet einnehmen.

Umfassende Vorstudien hatte der Verfasser schon bei Gelegenheit seiner Arbeit über die Magneteisenerzlagerstätten von Schmiedeberg (1) gemacht. Die Arbeit fußte auf Befahrungen der Schmiedeberger Grube und Begehungen in deren Umgebung, sowie auf petrographische Untersuchungen im mineralogischen Institut der Universität Leipzig unter Leitung von Herrn Geheimen Rat Prof. Dr. ZIRKEL. Diese Vorstudien entfallen auf die Jahre 1902 und 1903.

Während der sommerlichen Kartierungsarbeiten 1908 bis 1911 wurde ein sehr umfängliches Belegmaterial der verschiedenen Gesteine gesammelt, und jeweils im folgenden Winter petrographisch untersucht, so daß insgesamt nahe an 500 Dünnschliffe durchmustert werden konnten. Die 21 beigegebenen Gesteinsanalysen sind im Laboratorium für Gesteinsanalyse der Kgl. Geolog. Landesanstalt von den Chemikern Herrn Dr. KLÜSS und EYME ausgeführt.

Das angrenzende böhmische Gebiet wurde auf einer größeren Anzahl von Orientierungstouren kreuz und quer durchzogen. Die dort gefundenen Gesteine und Lagerungsverhältnisse wurden indessen nur mittelbar mit in den Kreis der Betrachtungen gezogen, da ein besonderer Wert darauf gelegt wurde, daß mit der petrographischen Bearbeitung eine möglichst genaue Klarstellung des natürlichen Vorkommens und Verbandes der verschiedenen Gesteinsarten Hand in Hand gehen sollte, da hierzu natürlich im böhmischen Gebiet ein amtlicher Auftrag nicht vorlag und es deshalb an der nötigen Zeit mangelte. Die beigegebenen Mikrophotogramme wurden im Berliner Laboratorium der Firma Zeiß von Herrn Prof. Dr. SCHEFFER unter Mitwirkung des Verfassers aufgenommen.

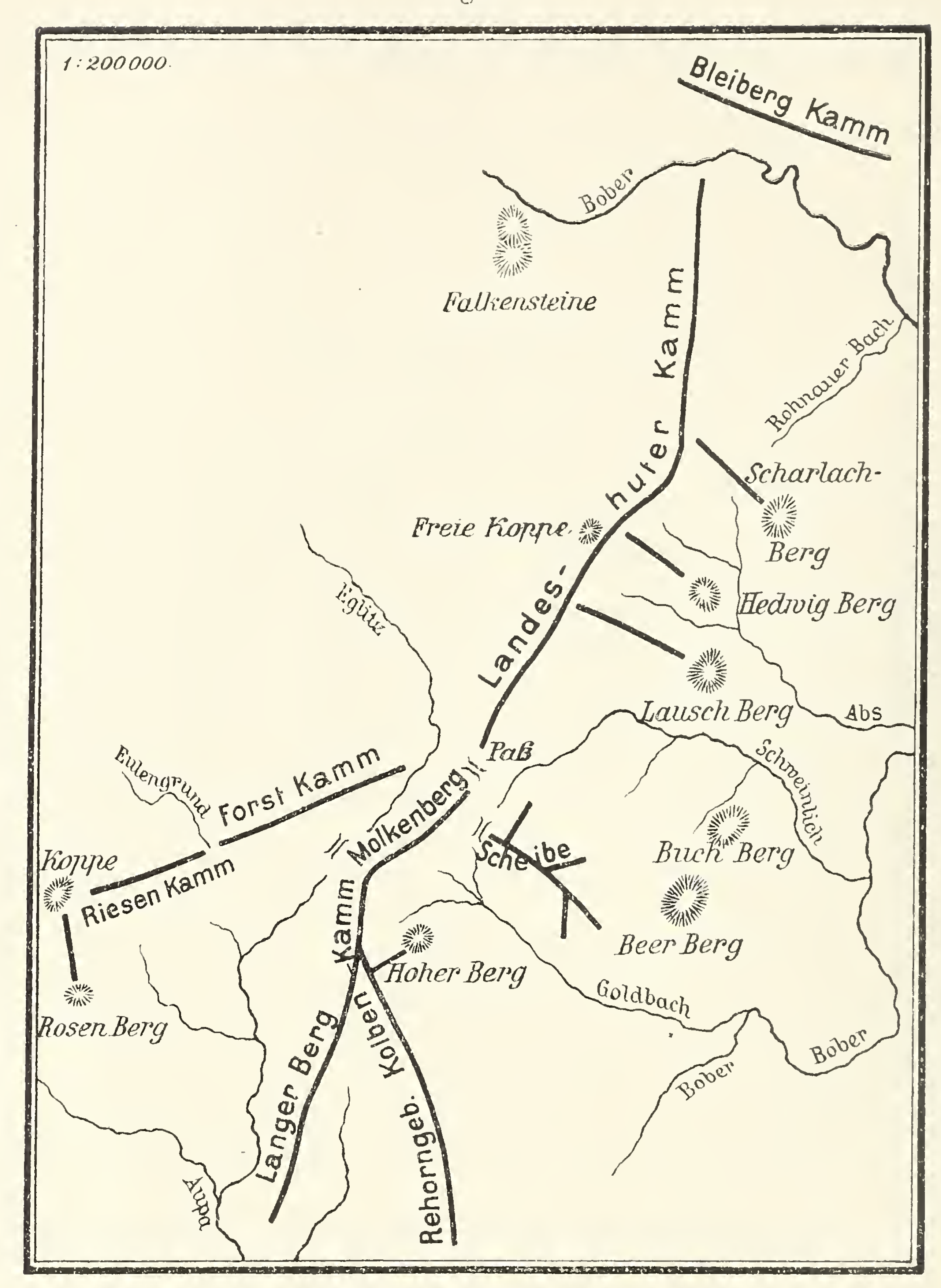
Die Übersichtskarte (Taf. 1) bildet eine Verkleinerung der amtlichen geologischen Spezialaufnahmen der Kgl. Geolog. Landesanstalt im Maßstabe 1:25000, die in der 193. Lieferung des Kartenwerkes zum größten Teil (mit Ausnahme des Gebietes auf Blatt Krummhübel) ungefähr gleichzeitig mit der vorliegenden Arbeit veröffentlicht werden.

I. Einleitender Teil.

Bergformen.

Das Gebiet der krystallinen Schiefer des Riesengebirges bildet nicht nur geologisch, sondern auch geographisch eine gewisse Einheit, insofern es fast allein jenen auffallenden Gebirgsquerriegel bildet, der an der Schneekoppe sich vom ostwestlich streichenden Hauptkamm abzweigt und in nordnordöstlicher Richtung auf Kupferberg und Rudelstadt zu verläuft. Er beginnt bereits an der Schneekoppe im nordöstlich streichenden Riesenkamm und setzt sich dann als Forstkamm gegen Oberschmiedeberg fort, wo er im Ochsenberge gegen das Eglitztal abfällt. An diesen »Schmiedeberger Kamm« schart sich von Süden kommend bei den Grenzbauden der Kolbenkamm an, der seinerseits wieder die nördliche Fortsetzung des Rehorngebirges und des Langen Berges bei Aupa bildet. Das Nordende des Kolbenkammes, der Molkenberg, senkt sich allmählich zum Schmiedeberger Paß. Jenseits dieser Einsattelung beginnt mit der Höhe des Leuschnerberges der Landeshuter Kamm, der durch keine nennenswerte Senke mehr unterbrochen bis zum Durchbruchstal des Bobers bei Rudelstadt-Jannowitz fortstreicht. Die Linie Rehorn, Kolbenkamm, Landeshuter Kamm bildet den eigentlichen Querriegel, der Forst und Riesenkamm von jenem Querriegel, durch die Täler der Kleinen Aupa im Süden und des Grunzenwassers, des Hauptquellflusses der Eglitz, im Norden getrennt, bilden einen an diesen sich anscharenden Zweig des Riesengebirgskammes (Fig. 1).

Figur 1.



Orographische Übersicht der wichtigsten Höhenzüge des östlichen Riesengebirges.

Die Täler, welche das ganze System zu beiden Seiten begrenzen, also als Längstäler im Sinne des Querriegels, als Quertäler des ganzen Gebirges zu bezeichnen sind, sind im Westen

die Lomnitz und untere Eglitz, im Osten der junge Bober. Diese beiden Grenztäler verlaufen allerdings in beträchtlicher Entfernung vom Kamme des Querriegels und schließen daher beiderseits ein weitausgedehntes System von Vorbergen mit ein.

Die westlichen Vorberge gruppieren sich um die steilen Felszacken der Falkensteine. Die östlichen Vorberge haben drei Gipfelpunkte im Schartenberg, Beerberg und Scharlachberg, die sich von Süden nach Norden zu immer enger an den Hauptkamm anschließen.

Die geologischen Grenzen fallen im südlichen Teil scharf mit den geographischen zusammen. Einerseits bildet der Steilabsturz des Rehorngebirges die Grenze zwischen Schiefer- und Carbongebiet, anderseits bezeichnet der Absturz des Riesenkammes in den Melzergrund die Grenze zwischen Schiefer und Granit. Weiter im Norden bestehen die westlichen Vorberge aus Granit, die östlichen aus Culmkonglomeraten.

Die Granitgrenze verläuft stets ganz nahe westlich unter der Kammlinie, am Ochsenberg und Leuschnerberg etwa in der halben Höhe. An den Friesensteinen liegt sie sogar eine Strecke weit an der Ostseite des Kammes, da die Gipfelpartie der Freien Koppe schon aus Granit besteht. Aber bereits am Röhrberg übernehmen wieder die Schiefer und zwar die von Granit kontaktmetamorph beeinflußten Cordieritgneise die Rolle des kammbildenden Gesteines. Auch die Höhe, auf der die Stadt Kupferberg liegt, ist wieder in ihren oberen Teilen aus Schiefermaterial, am westlichen Abhang aber aus Granit zusammengesetzt.

Die Culmgrenze ist viel weniger in den Oberflächenformen ausgeprägt. Buchtig greift sie an verschiedenen Stellen tief in das Schiefergebiet hinein, und wenn auch im allgemeinen der Culm die flacheren, die Schiefer die höheren Gebirgsteile bildet, so ist doch eine scharfe in der Landschaft sofort sichtbare Grenze nicht vorhanden, erst im Norden wird sie durch die Senke des Rehbaches und des Bachtales östlich und nördlich vom Morgensternwerk einigermaßen deutlich bezeichnet. Von den drei höchsten Punkten der östlichen Vorberge, dem Schartenberg,

Beerberg und Scharlachberg, gehört der erste dem Culm, der zweite einem im Culm aufsetzenden Porphyritstock, der dritte aber dem krystallinen Schiefergebiet an.

Nach Süden zu hat das Gebirge weder geographisch noch geologisch eine bestimmte Grenze, es schwenkt vielmehr bei Aupa über das Planurgebirge und den Brunnberg und Ziegenrücken nach Westen um. Daher erschien es berechtigt, nach Süden zu nicht an einer natürlichen, sondern an der politischen Grenze die genaueren Untersuchungen enden zu lassen. Die Nordgrenze des Landeshuter Kammes wird durch das enge Bobertal der Kupferberger Klause markiert. Allerdings ist das eigentliche Bobertal eine reine Erosionsrinne und kann daher unmöglich als Grenze zweier wesentlich verschiedener Gebirgsteile aufgefaßt werden. Das Kupferberger Erosionstal ist aber in mäandrischen Windungen am Boden einer breiten Gebirgssenke eingeschnitten, und diese Gebirgssenke, deren Bodenfläche durch die obersten Boberterrassen bezeichnet wird, bildet die eigentliche Scheide zwischen Landeshuter Kamm und Bleibergkamm. Auch die geologische Grenze, die später zu erwähnende innersudetische Hauptverwerfung, fällt mit dem Bobertale nicht genau zusammen, sondern wird von den Windungen des Flusses mehrmals geschnitten.

Die Talbildungen sind in hohem Maße von der Streichrichtung des Gebirges und der Schieferschichten abhängig und gliedern sich in scharf ausgeprägte Längs- und Quertäler; diagonal verläuft nur das Tal von Wüste-Röhrsdorf und das Tal des obersten Teiles von Haselbach.

Eine sehr eigenartige Erscheinung sind die gelegentlich ganz unvermittelt einsetzenden Talweitungen, die im Culmgebiet sehr häufig sind, aber auch im Schiefergebiet vorkommen. Es sind dies beckenförmige Erweiterungen der Täler, die aber keinen ebenen Talboden zeigen, sondern mit sanft geneigten Gehängeschuttmassen erfüllt sind, in die die eigentliche Alluvion nur mit ganz schwacher Stufe eingesenkt ist. Das vollkommenste Beispiel einer solchen Talweitung ist der im Kulmgebiet liegende

Kessel von Reußendorf. Ähnliche Bildungen im Schiefergebiete sind am Nordende von Dittersbach, bei der Pfaffendorfer Ziegelei, bei Schönbach, am Rehbach und südlich von Prittwitzdorf zu beobachten. Der Gehängeschutt, der diese Kesselbildungen erfüllt, ist meist ziemlich stark verlehmt und wird bei Pfaffendorf, wo er übrigens in scharfer Terrasse gegen die Alluvion abgesetzt ist, als Ziegeleimaterial gewonnen.

Die Entstehung dieser Bildungen ist schwer erklärlich. Sie finden sich meist am Zusammenfluß mehrerer Täler. Sicher sind es keine durch mäandrische Stromverlegungen entstandene Talausweitungen, sondern sie müssen als Schuttanhäufungen in den Talgabeln während einer Periode verminderter Erosionskraft der Flüsse aufgefaßt werden. Wahrscheinlich wurde diese Verminderung der Erosion durch den Rückstau während der Eiszeit bedingt. Die Auen von Prittwitzdorf, Schönbach und am Rehbach öffnen sich unmittelbar nördlich in ein von Geschiebelehm erfülltes ehemaliges Inlandeisbecken. Von den Auen von Dittersbach, Pfaffendorf und der Mehrzahl der im Culmgebiet liegenden Gehängelehmbecken stromabwärts wandernd findet man allerdings erst bei Landeshut die ersten Spuren der nordischen Vereisung.

Die Berggestalten zeigen im Riesengebirge im allgemeinen die Formen einer durch Brüche zerteilten und von Erosionstälern durchschnittenen Rumpfebene. In den Bildungen des Hauptkammes sind diese Verhältnisse sehr deutlich ausgeprägt und leicht zu überschauen (vergl. hierzu die Untersuchungen v. STAFF's [2]). Im Querriegel aber liegen die Verhältnisse viel verwickelter. Die schnurgerade horizontale Kammlinie des Kolbenkammes, die Hochebene des Molkenberges und vor allem die Hochebene der Scheibe bei Städtisch-Dittersbach lassen mit Bestimmtheit annehmen, daß auch im östlichen Riesengebirge eine tektonisch zerbrochene und durch Erosion zersägte Rumpffläche vorliegt, aber das System der Bruchstaffeln ist so kompliziert, und die Erosion hat so große Flächen bereits in das Gebiet ihrer Talgehänge einbezogen, daß es unmöglich wird,

im einzelnen noch die alte Rumpffläche zu rekonstruieren. Im folgenden soll nur auf die auffälligsten Gipfelgleichen und Plateaubildungen hingewiesen werden.

Südteil des Rehorngebirges: hügeliges Hochplateau in 1000 bis 1030 m Höhe. Kammlinie von der Grenzecke bei Quintental bis oberhalb der Moosbaude 900—910 m. Kammlinie des Kolbenkammes 1175—1185 m, des Forstkammes 1260—1280 m. Schafberg bei Oppau, Herrenberg, Höhe in der Forstabteilung 144, Kloseberg ungefähr 770 m. Höchst vollkommene Hochebene der Scheibe, der als abgetrennte Teile noch Saalhügel und Stenzelberg zuzurechnen sind, 820—830 m. Kammlinie des südlichen Landeshuter Kammes 830—850 m. (Dieser Ebene gehört vielleicht auch die östliche Vorhöhe der Friesensteine oberhalb vom Rothenzechauer Forsthof an.) Glashügel, Dürrberg, Zipfelberg, Höhe nördlich von der Schwarzen Drehe 655 bis 690 m. Laubberg, Lauschberg, Wolfsberg, Hedwigsberg, Höhe südlich von der alten Gifthütte 740 bis 770 m. Galgenbergkamm, südliche Vorhöhe des Scharlachberges, Höhe nördlich von der alten Gifthütte 690 bis 710 m. Eine größere Anzahl Vorhöhen rings um den Scharlachberg und um den Hochzug des Landeshuter Kammes (Röhrberg, Sauberg, Ochsenkopf), nämlich Schippenlehne, südliche Vorhöhe des Röhrberges, nordwestliche des Scharlachberges, östliche und nordwestliche des Sauberges ± 800 m. — Diese Anordnung von Plateauresten um die höchsten Gipfel machen es wahrscheinlich, daß der Kegel des Scharlachberges und der langgestreckte, aus Cordieritgneis bestehende Höhenzug Ochsenkopf—Sauberg—Röhrberg als Härtlinge ehedem eine Ebene, die im jetzigen 800 m-Niveau lag, überragten. Erwähnt seien endlich von Gipfelgleichen noch: die Höhen östlich und westlich von der Schwefelkiesgrube 650 m. Loreley, Rohnauer Kirchberg, Stufe zwischen Waltersdorf und Adlersruh, Sandberg 590 m. Kammlinie westlich von Pfaffenstein 650 m (diese letztere hebt sich besonders von Reußendorf aus gesehen als schnurgerade Linie hervor). Östlicher Müllerbusch, Berg nördlich davon, Chaussy-Höhe 510—530 m. Blei-

bergkamm 640 m, mehrere südliche Vorhöhen desselben (Karlsberg, Brendelberg, Prittwitzberg) 570—580 m.

Das Vorhandensein größerer Hochplateaus und eine gruppenweise Anordnung gipfelgleicher Höhen ist also im östlichen Riesengebirge unbestreitbar vorhanden. Nirgends sind aber noch deutliche Steilränder zu sehen, welche die Plateaus voneinander trennen, so daß die Feststellung des Verlaufes der einzelnen Bruchstaffeln leider nicht mehr möglich ist.

Die überaus steilen Gehänge der tief eingeschnittenen Waldestäler bringen außerordentlich starke Verrollungen des Gesteinsschuttes hervor. Hierzu kommt die Weglosigkeit weiter Forstareale, die, um möglichst kräftiges und gesundes Wild zu züchten, und da die Forstkultur in diesen rauhen und entlegenen Hochgebirgen doch nicht sehr einträglich ist, z. T. absichtlich in möglichst unkultiviertem Zustande belassen werden. Gehänge von vielen hundert Metern Höhe, z. B. der Absturz des Kolbenkammes in den Weißgrund, bestehen nur aus Gehängeschutt, der einen so dicken Mantel über dem anstehenden Gestein bildet, daß der Abhangswinkel nur von der Korngröße der lose übereinander gehäuften Blöcke bedingt wird, der Wechsel verschieden harter übereinander am Abhang ausstreichender Gesteine also in keiner Weise durch Knicke und Unstetigkeiten in der Gefällslinie sich verrät.

Felsbildungen sind im ganzen Gebiet überaus selten und fast ganz auf die Gipfelpartien beschränkt. An den Abhängen schauen nur hier und da kleine Felsköpfe aus den Schuttmuren hervor. Meist sind auch auf den Gipfeln statt der Felsen nur Halden von Gesteinsblöcken zu sehen, die besonders in den Gebieten der granitisch-körnigen Gneise gewaltige Dimensionen annehmen, und dort oft die für Granitlandschaften so bezeichnenden Felsenmeere bilden (Leuschnerberg, Friedenshöhe u. a.). Charakteristisch für die höchsten Gebirgskämme, besonders wenn sie aus kleinstückig zerfallendem Glimmerschiefer bestehen, ist das Vorkommen dicker sumpfiger Moorpolster auf den Höhen und an den obersten Teilen der Abhänge.

Aufbau.

Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges lassen sich ungezwungen in zwei große Gruppen teilen, in Schichtgesteine und Intrusivgesteine. Die Schichtgesteine umfassen keineswegs bloß Sedimente, sondern es sind unter diesem Namen auch Tuffe und Eruptivdecken zusammengefaßt. Sie bilden zusammen eine Gruppe konkordant übereinander liegender Gesteinskörper, in welche die zweite Gruppe, die Intrusivgesteine, in Form von Linsen und fingerförmig sich auskeilenden Lakkolithen eingelagert sind.

Jede der beiden Gruppen läßt sich in zwei Untergruppen teilen. Die Schichtgesteine bestehen im Westen aus Glimmerschiefern und Phylliten, im Osten aus Hornblende- und Chloritschiefern, die Intrusivgesteine im Westen aus orthoklasreichen Biotit- und Zweiglimmergneisen (Schmiedeberger Gneis), im Osten aus plagioklasreichen Hornblendegneisen (Petzelsdorfer Gneise). Jede der Untergruppen teilt sich wieder in eine Reihe von Varietäten und außerdem finden sich in den Schichtgesteinen noch eine größere Anzahl von örtlichen, kleineren, fremdartigen Einlagerungen. Rechnet man hierzu noch, daß ein großer Teil der verschiedenen Schiefer in Kontakt mit dem Zentralgranit des Riesengebirges tritt und außer in normaler auch in kontaktmetamorpher Facies vorliegt, daß auch abseits vom Kontakt die Gesteinsschichten den Grad ihrer Krystallinität in streichender Richtung allmählich verändern, so kann man sich einen Begriff von der kaleidoskopartigen Mannigfaltigkeit der vorkommenden Gesteine machen. Es gibt weite Gebiete, wo auf den Feldern nicht ein Lesestein dem anderen petrographisch völlig gleicht, und wo man nur durch das gruppenweise Zusammenfassen einander nahestehender Gesteinsarten einige Klarheit über die Verbreitung und Lagerungsform der Gesteine erlangen kann.

Die westlichen Intrusivgesteine (Schmiedeberger Gneise) sind nach ihrer chemischen Konstitution und ihrem Mineralbestand ziemlich einheitlich. Sie sind ohne Zweifel als

gestreckte Granite aufzufassen, wie man aus dem Vorkommen von stark metamorphen Nebengesteinseinschlüssen und aus dem häufigen Übergang in granitisch-körnige, ungestreckte Gesteine, in denen auch kleine Aplitgänge noch nachweisbar sind, erkennen kann. Die wichtigste Konstitutionsfacies ist ein als Feldspatgneis bezeichnetes, an Quarz und Glimmer überaus armes Gestein, welches bis vor kurzer Zeit in großen Brüchen am Südabhang des Forstlangwassers gewonnen wurde und der Schmiedeberger Porzellanindustrie als Rohmaterial diente. Eine geringe konstitutionelle Verschiedenheit weisen auch die quarzreichen granitisch-körnigen »Blauquarzgneise« auf. So einheitlich wie im allgemeinen die Konstitution, so verschieden ist die Struktur dieser Gneise. Man kann granitisch-körnige, schwach kataklastische Gneise, Augengneise, grobschiefrige und granulitähnlich feinschiefrige Lagengneise und selbst glimmerschieferähnliche, sericitische Schiefergneise als Strukturfacies unterscheiden.

Die östlichen Intrusivgesteine (Petzelsdorfer Gneise) sind noch mannigfaltiger als die westlichen. Konstitutionsfacies sind hier fast quarzfreie Plagioklas-Hornblendegesteine, die in ungestrecktem Zustand, wie man sie z. B. auf der Friedenshöhe von Petzelsdorf findet, also echte Diorite darstellen. Von ihnen führen Übergänge bis zu sehr sauren Gesteinen mit nahe an 40 v. H. freier Kieselsäure, die z. B. im Bahneinschnitt am Harteberge vorkommen. Verschieden ist auch die primäre (vormetamorphe) Korngröße des Gesteines, die von ganz grobem bis zu sehr feinem, etwa stecknadelkopfgroßem Korn schwankt. Vor allem aber kommen daneben die verschiedensten Schieferstrukturen vor: Gleichkörnige, schwach gestreckte, grobflaserige, feinflaserige und echt schiefrige Gesteine. Lagenstrukturen, die im westlichen Gneisgebiet eine so große Rolle spielen, sind im östlichen vollkommen unbekannt.

An den verschiedensten Stellen kommen im Hornblendegneis schmale konkordante Einlagerungen von Amphibolitnatur vor, z. B. auch im Steinbruch an der Friedenshöhe. Man kann diese sowohl als basische Schlieren wie als Einschlüsse von Neben-

gesteinsschollen auffassen. Der Unterschied zwischen beiden Auffassungen dürfte übrigens kein sehr wesentlicher sein, da auch die basischen Schlieren in den meisten Fällen auf resorbierte Nebengesteinseinschlüsse zurückgeführt werden können. Wenn nun wie hier noch eine nachträgliche Metamorphose hinzukommt, so wird sich eine Unterscheidung von basischen Schlieren und Einschlüssen basischer Natur nur in den seltensten Fällen durchführen lassen.

Eine abweichende Stellung nimmt ein ganz im Osten der östlichsten Gneiszone lagernder sericitreicher Gneis ein, der sich wieder mehr den westlichen als den östlichen Intrusivgesteinen anschließt.

Ein bestimmtes Normalprofil kann man natürlich der Intrusivnatur entsprechend weder für das westliche noch für das östliche Gneisgebiet aufstellen. In der Regel nimmt die Stärke der Schieferung nach dem Hangenden sowohl als nach dem Liegenden zu. Im Petzelsdorfer Gebiet sind außerdem die hangenden Partien im allgemeinen quarzärmer als die liegenden.

Die Gesteinsgruppe des Glimmerschiefers umfaßt im untersuchten Gebiet eine Mächtigkeit, die man auf etwa 1000 bis 1500 m schätzen kann. Genaue Angaben lassen sich nicht machen, da das Gebiet außerordentlich stark gefaltet ist, und man nicht nachweisen kann, inwieweit etwa dieselben Schichten durch Isoklinalfaltung zwei- oder dreimal scheinbar konkordant übereinander lagern. Das Hauptgestein ist der Glimmerschiefer, der nach Süden zu an Krystallinität abnimmt und in Phyllit übergeht, im Norden und Westen aber, an der Grenze des Zentralgranites in Andalusitgneis und Cordieritgneis (genauer flaserigen Andalusit- und Cordierithornfels) kontaktmetamorph verwandelt ist.

In diesem Glimmerschiefer liegen in großer Zahl sedimentogene Einlagerungen. Sie bilden teils lange, durch das ganze Gebiet verfolgbare Schichten, teils mehrfach unterbrochene Linsenzüge, die meist in einem bestimmten Niveau, oft auch in mehrfacher Wiederholung übereinander auftreten. Diese Ein-

lagerungen im Glimmerschiefer sind (abgesehen also von den überall auftretenden intrusiven Gneismassen) vom Liegenden zum Hangenden folgende:

Vereinzelte kleine Amphibolitlinsen, die bei Oberschmiedeberg zu einem größeren und mächtigeren Schichtenkomplex sich zusammenschließen, der aus abwechselnden Amphibolit- und Kalklagern besteht. Dieses Schichtensystem ist unter dem Einfluß des benachbarten Zentralgranites in ein buntes Gemenge von Kalksilikatgesteinen (besonders Granat- und Epidotfelsen) und Magneteisenerzlagern übergegangen. Die Hornblendeschiefer sind außerdem durch Auswalzung z. T. in Chloritschiefer umgewandelt.

Kurzschuppig-körnige Paragneise finden sich nur im südlichsten Teile des Gebietes nahe der österreichischen Grenze.

Feldspatglimmerschiefer und Albitphyllite sind ebenfalls auf den südlichen Gebietsteil beschränkt.

Kalksteinlinsen ziehen sich in wohlgeordnetem Zuge durch das ganze Gebiet. Jenseits der Grenze bilden sie bei Böhmisch-Albendorf ein mehrere Kilometer langes Lager. Im preußischen Gebirgsteil sind nur einzelne Linsen noch vorhanden, deren Lage aus der Karte ersichtlich ist. Eine große oberflächlich nicht sichtbare Kalklinse von 8 m Mächtigkeit ist auch vom Hauptstollen der Rothenzechauer Arsenkiesgrube angefahren worden.

Der Kalk sämtlicher Linsen ist krystallin, wenn auch die Krystallinität im Norden sehr viel stärker ist als im Süden. Auch die Struktur ist im Norden viel massiger als im Süden, wo meist eine grobbankige Schichtung, an der Sandhöhe sogar eine ziemlich feine Lagenstruktur noch deutlich zu erkennen ist. Zugleich mit der Krystallinität nimmt der Dolomitgehalt des Kalkes zu. Bei Hohenelbe enthält der Kalk $1\frac{1}{2}$ v. H. $MgCO_3$, im Schutzbezirk von Städtisch-Hermsdorf 6 v. H. $MgCO_3$, bei Haselbach 39 v. H. und bei Rothenzechau ist es ein reiner Dolomitmarmor, enthält also, abgesehen von den Silikaten, nahezu 45 v. H. $MgCO_3$ (nach KARSTEN 40,15 v. H. neben 3,7 v. H. Rückstand). Der Kalk der Oberschmiedeberger Erzformation, der einem anderen Horizont angehört, führt nur 2,5 v. H. $MgCO_3$.

Mit der Annäherung an den Granit tritt eine reichliche Silikatbildung in diesen Marmoren ein. Im Kalkbruch am Roten Wege beschränkt sie sich fast nur auf die hangenden Teile des Lagers, in denen übrigens neben serpentinisierten Magnesiasilikaten auch Asbest in kleinen Trümchen vorkommt. Bei Rothenzechau ist der Marmor teilweise bis zur völligen Verdrängung von Calcium- und Magnesiumsilikaten durchsetzt. Bis zum Jahre 1911 bildeten diese blaßgrünen bis leberbraunen durchscheinenden Ophicalcite z. B. einen gewaltigen rundlichen Knoten, der fast die ganze Breite des mittleren Marmorbruches einnahm, und nach innen zu wieder in ziemlich reinen Kalkstein überging.

Bei Waltersdorf und Kupferberg finden sich im Niveau der Kalksteine nur noch Kalksilikatgesteine. Diese sind an ihrem Ausstrich meist schon durch die unregelmäßige pockennarbige Verwitterung kenntlich, die an der Oberfläche der Felsblöcke tiefe Löcher und eigentümlich gewundene Rillen erzeugt. Kleinere Kalkschmitzen sind auch bei Haselbach schon in Kalksilikatgesteine umgewandelt.

Unweit im Hangenden des Kalklinsenzuges finden sich weithinstreichende Lagen von Feldspatamphibolit. Sie heben sich oft an der Oberfläche in Form von steilstehenden Felsköpfen heraus (Felsen am Hohen Berge, am Ausgespann, der große und kleine Stein bei Haselbach). Auch weiter im Süden, wo im Phyllitgebiete statt des Feldspatamphibolites meist ein Albitchloritschiefer entwickelt ist, hebt sich dieser in langgestreckten Felszügen, die oft die Gestalt steil aus der Erde aufragender Tafeln, Bretter oder Pfosten haben, gut aus der Landschaft heraus. Die grobplattige Absonderung macht das Gestein sehr geeignet zum Fußbodenbelag für die Wirtschaftshöfe und zum Bau von Brücken über kleine Bäche und Gräben. Zu diesen Zwecken wird denn auch besonders die chloritische Abart bei Kunzendorf vielfach verwendet. Die amphibolitische Abart ist derart fest und zäh, daß eine Bearbeitung fast ausgeschlossen ist, und daß daher nur gelegentlich Stücke, die schon von Natur eine geeignete Länge und Breite haben, benutzt werden können. Die

grobplattige Absonderung und die große Festigkeit gegen Verwitterung macht das Gestein auch im Gehängeschutt leicht kenntlich, so daß die Kartierung der Amphibolitlagen, wo sie vereinzelt auftreten, sehr leicht wird, wo sie aber in mehrfacher Wiederholung an einem Abhange übereinander lagern, ist meist das ganze Gelände mit Amphibolitstücken überstreut, und man kann wohl die Lage des obersten, aber nicht die der tiefer gelegenen Amphibolitlager genau bestimmen. Deutliche Bänderung des Gesteinsquerbruches läßt vermuten, daß weniger Diabas als vor allem Diabastuff das Ausgangsmaterial bildete.

Mehrfach sind die chloritischen Abarten von Calcit stark durchtränkt und es kommt z. B. im Steinbruch am Grenzstein Nr. 5 auf böhmischer Seite nordwestlich vom Kuppenberge zur Ausbildung von eigentlichen chloritischen Kalkknotenschiefern.

Es ist daher leicht erklärlich, wenn diese Gesteine nach Norden zu, wo sie durch die Nähe des Zentralgranites viel höher krystallin sind, in Diopsidamphibolite übergehen. Diese Diopsidamphibolite nehmen bei Adlersruh auch im Hangenden des Glimmerschiefers weite Gebiete ein und bilden ein für den Kupferberger Erzdistrikt höchst bezeichnendes Gestein, welches vom dortigen Bergmann wegen seiner bläulichgrünen Färbung als Blauwacke bezeichnet wird.

Im Hangenden des unteren Diopsid- bezw. Feldspatamphibolites tritt als sehr leicht kenntliche Einlagerung des Glimmerschiefers ein fein- und ebenschiefriger Lagenquarzit auf. Er bildet im Süden nur vereinzelte schmale Linsen, im Norden einen etwa 150 m mächtigen fortlaufenden Zug. In seiner Nachbarschaft finden sich vielfach im Glimmerschiefer schmale Lagen von Graphitschiefer und schwarzem Kieselschiefer. In dem Gebiet schwächster Metamorphose, am Rehorngebirge, wurden diese Schiefer sehr sorgfältig auf etwaige Graptolithenreste untersucht; leider ohne Erfolg.

Die Gruppe des Amphibolites umschließt weniger Linsen und Schichten abweichender Gesteine, wie die des Glimmerschiefers, dafür ist aber das Muttergestein der Einlagerun-

gen, der Amphibolit, in um so verschiedeneren Abarten ausgebildet.

Die größte Verbreitung hat das als Amphibolit schlechthin bezeichnete Gestein, welches vor allem im Liegenden der untersten Zone vom Petzelsdorfer Gneis verbreitet ist. Seine Entstehung aus diabasischem Ergußgestein ist zweifellos. Vom Feldspat-Amphibolit und Diopsidamphibolit unterscheidet es sich makroskopisch durch zumeist feineres Korn und einen mehr kleinstückigen als plattigen Zerfall. Stellenweise finden sich eigentliche Epidiabase und Epidiabasporphyrite. Weiter im Hangenden, zwischen der oberen und unteren Lage des Hornblendegneises, ist das Gestein oft quarzführend und stellenweise ist die Hornblende vollkommen durch Chlorit ersetzt, so daß Quarzamphibolite und Quarzchloritschiefer resultieren. Diese letztere Ausbildungsweise ist im Norden bei Wüsteröhrsdorf auch im liegenden Teile vorherrschend. Es finden sich hier dichte bis schiefrige Quarzchloritgesteine, in denen nur einige Züge von feinkörnigem bis dichtem Amphibolit eingelagert sind. Diese Amphibolitzüge neigen ähnlich wie der Feldspatamphibolit im Glimmerschiefer zur Felsbildung und treten daher öfters als langgestreckte, mit Felsköpfen bedeckte Höhenzüge heraus (Rohnauer Kirchberg, Bergzug westlich von der Schwefelkiesgrube usw.). Auffallend ist eine kleine Kalklinse, die bei Prittwitzdorf in den schiefrigen Chloritquarziten aufsetzt.

Die hangenden Partien der Amphibolite sind im Norden besonders feinschuppig und werden daher durch z. T. phyllitartige Chloritschiefer gebildet. Die schwach krystalline Beschaffenheit dieser Schiefer hat ehedem Veranlassung gegeben, auf BEYRICH's geologischer Karte von dem Niederschlesischen Gebirge die Gesteine der Gegend von Rohnau der nördlich angrenzenden Gruppe der Grünschiefer anzugliedern. Das Vorkommen von Injektionsgneisen in ihrem Hangenden und das Fortstreichen der grobflaserigen Chloritquarzite vom Hedwigsberg über den Scharlachberg nach Norden beweist indessen ihre Zugehörigkeit zu den südlich angrenzenden Schiefern.

Bei der Rohnauer Schwefelkiesgrube lagern in ihnen die kiesführenden Sericitschiefer, die sich weit nach Süden bis an die Culmgrenze bei Schreibendorf verfolgen lassen.

An der Grenze zwischen dem hangenderen Hornblendegneis und dem Quarzchloritschiefer findet eine innige Wechsellagerung zwischen beiden Gesteinen statt. Über die ganze auf der beigegebenen Karte als Injektionsgebiet bezeichneten Fläche sind Lesestücke von Gneis und Amphibolit fast gleichmäßig verbreitet. Die wenigen Aufschlüsse lassen erkennen, daß diese Vermischung der Lesesteine nicht als Folge von Verrollung, sondern tatsächlich als Folge intensivster Wechsellagerung aufzufassen ist. Am Pfaffenstein, am Nordhang des Tälchens oberhalb Reußendorf, im Bahneinschnitt am Bahnhof Haselbach und an anderen Stellen kann man nachweisen, daß Gneis und Amphibolit in bald 1—2 bald 8—10 m mächtigen Lagen unregelmäßig miteinander abwechseln. Da die Amphiboliteinlagerungen bei der Verwitterung meist als Felsköpfe heraustreten, so findet man in den Injektionsgebieten bisweilen die eigenartige und zunächst ganz verwirrend wirkende Erscheinung, daß sämtliche anstehenden Felsköpfe aus Amphibolit, die zwischen ihnen lagernden Lesesteine aber zum größten Teil aus Gneis bestehen (z. B. südöstlich vom Laubberggipfel).

Eine eigenartige Ausbildung nimmt der Amphibolit an der Grenze des südlichen Hornblendegneiszipfels bei Klette und im Gebiet der Scheibe an. Er ist hier als schiefriger Zoisitamphibolit entwickelt, als ein Gestein, das in feinschuppiger bis filzigfaseriger hellgrau-grüner Grundmasse kleine, schwarze, augenförmige Hornblenden umschließt. Ähnliche Gesteinstypen finden sich auch bei Haselbach vereinzelt zwischen Hornblendegneis und Amphibolit.

Den Quarzchloritgesteinen ähnlich, aber viel grobkörniger als diese, ist der gneisartige, grobflaserige Quarzchloritschiefer, der sich vom Südhange des Hedwigsberges bis zum Nordfuß des Scharlachberges hinzieht. Er neigt zur Felsenbildung und wäre leicht zu kartieren, wenn er nicht an seinen Grenzen durch

feinflaserige Abarten in die umgebenden schiefrigen und dichten Quarzchloritgesteine überginge.

Im strengen Sinne des Wortes fremde Einlagerungen im Amphibolit sind nur die Biotitschiefer und die Porphyoride. Erstere bilden nur ganz schmale Einlagerungen von kaum mehr als 30 cm Mächtigkeit. Eine solche steht z. B. an der Schmiedeberg-Landeshuter Chaussee bei den obersten Häusern von Dittersbach an.

Die Porphyoride sind besonders im Quarzamphibolit verbreitet, kommen aber auch in den westlichen Amphiboliten und in den nördlichen Quarzchloritgesteinen vor. Auch sie bilden nur geringmächtige Einlagerungen, die allerdings bis 50 m Mächtigkeit mehrfach erreichen, oft indessen ebenfalls nur 30—40 cm mächtig sind. Felsen bilden sie niemals, ihre Lesesteine sind aber leicht kenntlich durch den ebenschiefrigen bis polyedrischen Zerfall und die frische, lange Zeit unverwittert bleibende Oberfläche.

Bei Kunzendorf treten im Hangenden der Phyllite nicht Amphibolite auf, sondern wesentlich schwächer metamorphosierte Gesteine, die ganz und gar den Grünschiefern des Boberkatzbachgebietes gleichen, auch wie jene Lagen von dichtem, nur wenig krystallinem Kalkstein enthalten. Dieses Auftreten der Grünschiefer an Stelle von Amphiboliten im gleichen Gebiet, wo die Glimmerschiefer durch Phyllite ersetzt werden, legt den Gedanken nahe, daß diese Grünschiefer ein niedriger metamorphes Umwandlungsprodukt derselben Diabase darstellen, aus denen die Amphibolite hervorgegangen sind. Die völlige Übereinstimmung mit den Grünschiefern des Boberkatzbachgebirges aber, und der Umstand, daß diese von den Kupferberger Amphiboliten durch eine Dislokation scharf getrennt sind, ließ es richtiger erscheinen, auch die Kunzendorfer Gesteine als eine von den Amphiboliten verschiedene Gesteinsprovinz aufzufassen, zumal auch hier im Süden die Grenze zwischen beiden ziemlich scharf ist.

Die Grünschiefer des Bleibergkammes, die nördlich an

unser Gebiet grenzen, sind im petrographischen Teil ebenfalls eingehender beschrieben worden, um sie mit den Amphiboliten vergleichen zu können. Es sind dieselben Gesteine, die im Boberkatzbachgebirge eine überaus weite Verbreitung haben. Mit ihnen vergesellschaftet sind bei Prittwitzdorf und Rudelstadt atlasglänzende Phyllite und am Südhang des Bleiberges ein feinkrystalliner weißer Kalkstein (eine kleine Kalklinse tritt auch in den Phylliten westlich vom Eulenhügel auf). Die Grünschiefer selbst konnten nicht stratigraphisch gegliedert werden. Sie sind im ganzen Massiv von vollkommen gleichem geologischen Charakter. Nur eine Scheidung in zwei verschiedene Strukturfacies, eine kurzschuppig dichte und eine langflaserig schieferige war durchführbar.

D a s w e s t l i c h e G r e n z g e s t e i n der krystallinen Schiefer, der Zentralgranit des Riesengebirges, ist ein durch größere Feldspatkrystalle porphyrartiger Granitit. Da von dem Gebiet dieses Gesteines nur ein kleiner Teil bisher kartiert worden ist, und da über dasselbe schon eine eingehende Monographie von MILCH (3) sowie Arbeiten von KLOCKMANN (4) u. a. existieren, so sei von einer näheren Schilderung hier Abstand genommen.

D a s ö s t l i c h e G r e n z g e s t e i n sind die Konglomerate der Culmformation. Sie sind genetisch als fluviatile Vorschüttungsmassen am Gebirgsrande aufzufassen; es soll jedoch hierbei nicht gesagt sein, daß die Vorschüttung auf dem Festland erfolgte. Im Gegenteil läßt die von R. CRAMER neuerdings bearbeitete Fauna von Gaablau vermuten, daß die Vorschüttung in ein flaches Meeresbecken erfolgte. Durch dreimaligen Wechsel von grobem und feinerem Korn zeigen sie eine dreimalige Neubelebung des Erosionsvorganges im Gebirge und Akkumulationsvorganges im Vorlande an. Für das Studium der krystallinen Schiefer werden die Konglomerate dadurch von großer Wichtigkeit, daß ihr Material aus dem unmittelbar anschließenden Schiefergebiet stammt. Von 90 bis 95 v. H. der Gerölle kann man ohne weiteres angeben, wel

chem Teile der Schiefer sie entstammen, das Studium der übrigen 5 v. H. aber ergibt eine wertvolle Ergänzung der Kenntnis des Schieferareales, da in ihnen solche Gesteine vorliegen, die wohl zur Culmzeit, aber nicht mehr zur Jetztzeit die Oberfläche des Schiefergebietes bildeten. Im allgemeinen sind diese jetzt nicht mehr vorhandenen Schiefer weniger metamorph. Dies hat nicht etwa seinen Grund darin, daß die Metamorphose seit der Culmzeit weiter fortgeschritten ist, denn in diesem Falle müßten alle Gerölle gleichmäßig weniger metamorph sein. Viel einfacher ist die Erklärung, daß zur Culmzeit noch Partien der oberen Tiefenstufe des Schiefergebietes bloßlagen, wo unter geringerem Vertikaldruck auflastender Sedimente eine weniger weitgehende Metamorphose stattgefunden hatte. Dadurch wird es auch erklärlich, daß fast sämtliche Gerölle, soweit sie nicht mit jetzt anstehenden Schiefern ident sind, petrographisch wenigstens in enger Beziehung zu ihnen stehen.

Die genaue Beschreibung der als Gerölle gefundenen Gesteine kann daher zwanglos den einzelnen Kapiteln des petrographischen Teiles als Anhang angefügt werden (vergleiche hierzu auch einen Vortrag des Verf. in der Deutschen Geologischen Gesellschaft (5)).

Gänge von Eruptivgesteinen sind nicht sehr verbreitet. Im Süden fehlen die Ganggesteine gänzlich. Das ganze Blatt Schmiedeberg weist im Gebiete der krystallinen Schiefer weder Felsite noch Lamprophyre auf. Im Culm findet sich hier allerdings der gewaltige Eruptivstock des Beer- und Buchbergmassives und nördlich von ihm setzen mehrere zum Teil recht mächtige Felsitgänge (Lauschberg, Galgenberg) sowie bei Schreibendorf und Pfaffendorf je ein schmaler Lamprophyrgang auf. Erst auf dem Blatte Kupferberg greifen diese Gänge aber ins Schiefergebiet über. Der Lauschberggang läßt sich in den feinschuppigen Chloritschiefern bis an den Osthang des Scharlachberggipfels verfolgen und von der Gifthütte bis nach Rohnau hinein läßt sich ein ganz schmaler, aber $3^1/_2$ km langer Lamprophyrgang verfolgen, in dessen streichender Fort-

setzung am Rohnauer Kirchberg ein kleiner, auf der Übersichtskarte nicht darstellbarer Felsitgang sich hinzieht.

Streichen diese Gänge meist nahezu parallel mit den Schiefern, also von SSW nach NNO, so herrscht im Hauptganggebiete bei Kupferberg ein Streichen von NW nach SO. Die zahlreichen, oft nur durch den Bergbau nachgewiesenen parallelen Gänge, deren nördlichster am Südhange der Bleiberge sich hinzieht, bestehen zumeist aus normalem Felsit, der südlichste von ihnen bei Prittwitzdorf aus sphärolithischem Felsit.

Vereinzelt findet sich am Billerberge bei Rudelstadt ein von NNO nach SSW streichender Lamprophyrgang. Ganz isoliert ist ein Felsitgang im oberen Eulengrunde.

An der Grenze gegen den Granit greifen hier und da schmale Aplitgänge ein Stück in die kontaktmetamorphen Schiefer hinein. Nahe verwandt mit ihnen sind die mächtigen als Riegel bezeichneten schwebenden Pegmatitgänge, die in den Bauen der Bergfreiheitgrube oft angefahren wurden.

Im Diopsidamphibolit setzt nördlich von Jannowitz auf dem Popelberge ein eigenartiges Bastit-Serpentin-Gestein auf (vergl. WEBSKY(6)). Es bildet einen rundlichen, im Süden durch eine Verwerfung begrenzten Stock, dem nordnordwestlich noch ein ganz kleiner Stock vorgelagert ist. Dieses Gestein bestand offenbar ursprünglich aus Diallag und Olivin. Trotz der vollkommenen Umsetzung in Bastit und Serpentin weist es keine Schieferung auf. Es ist daher sehr unwahrscheinlich, daß hier ein Glied der krystallinen Schieferformation vorliegt. Die völlige Umwandlung ist offenbar nur durch die geringe Stabilität des Olivinmoleküles und des Diallagmoleküles bedingt. Das Gestein des Popelberges wird daher besser als ultrabasische Eruptionsgefolgschaft des benachbarten Zentralgranites aufgefaßt.

Über die petrographische Natur der Ganggesteine soll mit Einschluß der im Culm aufsetzenden in einem besonderen Aufsatz berichtet werden.

Fremde überdeckende Sedimente kommen im Schieferge-

biete selbst als kleinste Denudationsreste nirgends vor. Auch diluviale Bildungen, soweit man nicht die z. T. scheinbar bis ins Diluvium zurückreichenden Schuttmassen als solche bezeichnen will, sind unbekannt. Erst im Grünschiefergebiet bei Rudelstadt findet man diluviale Terrassenschotter und Geschiebelehme. Die einzige Unterbrechung des Ausstriches der Schiefer bilden also die Gehängelehme (besonders im Gebiet zwischen Dittersbach und Alt-Weißbach) und die Alluvionen der Flüsse und Bäche. Diese sind, abgesehen von den schon bei Besprechung der Gebirgsformen erwähnten Talweitungen, im Schiefergebiet schmal und in der Richtung des Baches stark geneigt. Im Gebiete des Forst- und Kolbenkammes sind sie sogar außerordentlich steil und bestehen demgemäß auch aus sehr grobem Material. Ein kunstvolles System von Sperrmauern und Geröllfängen mußte z. B. im Tale des obersten Grunzenwassers angelegt werden, um die Ortschaft Arnsberg vor den gewaltigen Wasser- und Geröllmassen zu schützen, die nach jedem Regenguß und bei jeder Schneeschmelze durch das Tal herniederbrausen.

Lagerung.

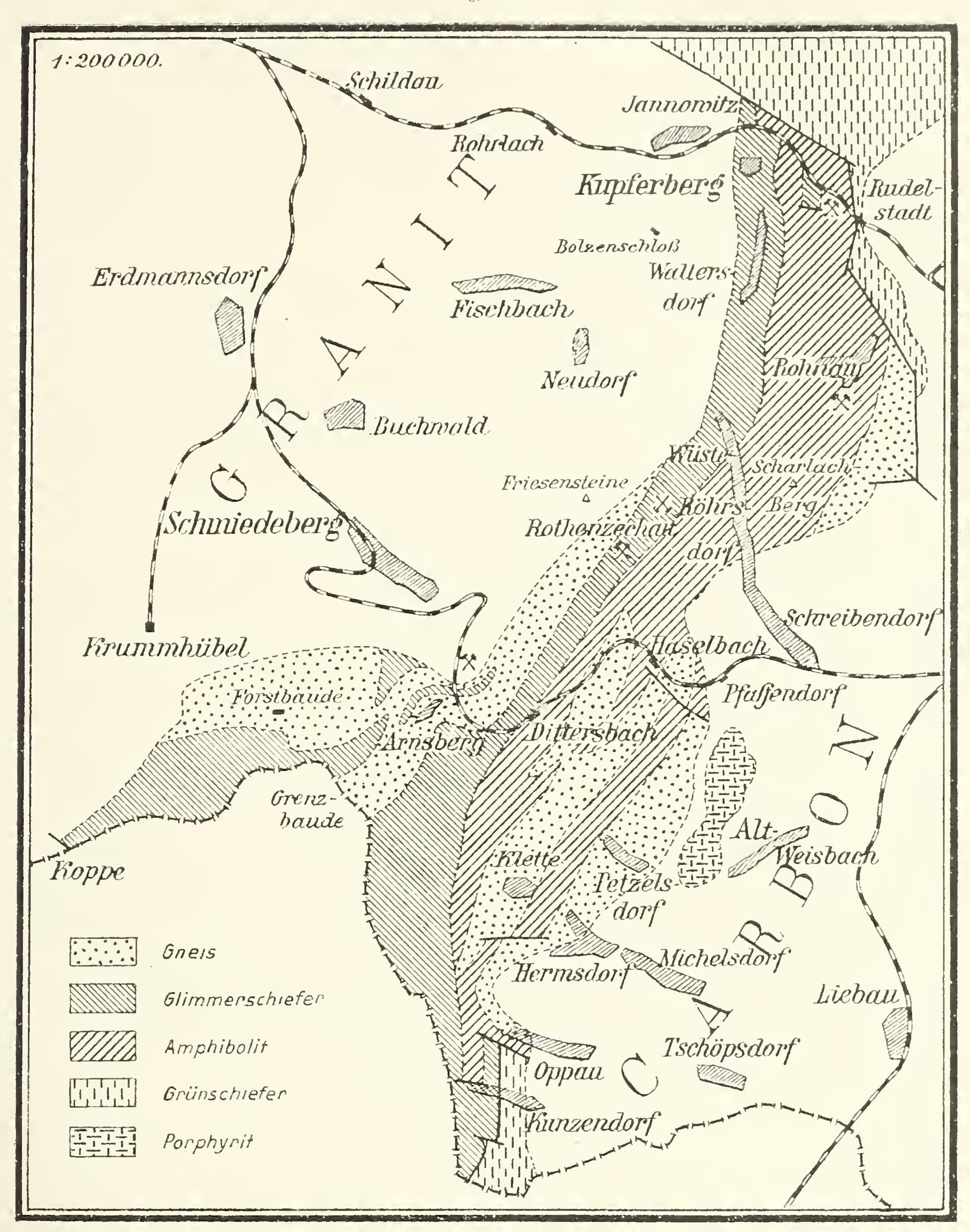
Der tektonische Aufbau des Gebietes erscheint in seinen großen Zügen überaus einfach (Fig. 2).

Die Grenze zwischen Schiefer und Granit zeigt meist ungefähr mantelförmige Auflagerung des ersteren auf dem letzteren, wobei aber eine vollkommene Konkordanz nur selten ist, querschlägige Lagerung des Granites mehrfach vorkommt und spitzwinklige Diskordanz die Regel bildet.

Die Grenze zwischen Schiefer und Culm ist eine diskordante Auflagerung des letzteren auf ersterem. Das Schichtenstreichen ist in beiden Formationen ungefähr gleich, das Einfallen ist in beiden östlich gerichtet, beträgt aber im Schiefer 60—80°, im Culm 30—45°.

Die Grenze zwischen den krystallinen Schiefern des Lan-

Figur 2.



Geologische Grundzüge des östlichen Riesengebirges.

deshuter Kammes und den Grünschiefern des Bleibergkammes wird durch eine ungefähr von NW nach SO verlaufende Verwerfung gebildet. Es ist dieselbe Dislokation, die weiter nordwestlich zunächst den Grünschiefer der Melkgelte vom Granit des Hirschberger Kessels, weiterhin bei Liebenthal die Gneise

des Greiffenberger Gebietes, von den Phylliten und Grünschiefern der Schmottseifener Gegend trennt. Verfasser hat für diese Dislokation in einer früheren Arbeit den Namen innersudetische Hauptverwerfung vorgeschlagen (7).

Mit wenigen Ausnahmen kann man im Schiefergebiet überall ein von SW nach NO gerichtetes Streichen der Schichten beobachten, das nur im Norden in der Gegend vom Kupferberg in ein nordsüdliches allmählich einschwenkt. Eine Differenz zwischen dem Streichen der Schichten und dem Streichen der Schieferung, also eine Transversalschieferung ist nur ganz lokal zu beobachten. In vielen Gesteinen, in den körnigen Gneisen, in den dichten Amphiboliten, dem Kalkstein ist eine deutliche Schieferung überhaupt nicht sichtbar.

Die wichtigste Abweichung vom normalen Schichtenverlauf ist die Schieferumbiegung bei Oberschmiedeberg. Sie steht in unmittelbarster Beziehung zur Südostecke des Granitmassives und ist daher auch auf deren nächste Umgebung beschränkt. Von Wolfshau bis zur Bergfreiheitgrube verläuft die Grenze des Granites ungefähr ostwestlich und schneidet die Schieferschichten, wenn auch nicht gerade immer quer, so doch meist unter ziemlich großem Winkel ab. Von der Bergfreiheit an verläuft die Granitgrenze dann nach Nordosten und die Schieferlagen schmiegen sich mantelförmig an den Granit an, wenn auch infolge eines Richtungsunterschiedes zwischen ihnen und der Granitgrenze allmählich immer hangendere Schichten an den Granit sich anlehnen. Im großen herrscht also westlich von der Bergfreiheit abstoßende Lagerung, zwischen Granit und Schiefer nordöstlich mantelförmige Anlagerung des Schiefers.

Die mantelförmige Anlagerung findet aber in der Granitecke nicht sofort ihr Ende, sondern auf ein kurzes Stück schmiegen sich die Schiefer auch noch in der Ostwestlinie an den Granit an, wobei sie steilstehen und zum Teil auffallenderweise unter denselben einfallen. Es findet also ein flexurartiges Umbiegen der Schiefer um die äußerste Granit-

ecke statt (vergl. auch die Grubenrißskizze im Kapitel: Erzlagerstätten). Ob diese eigenartige Lagerungsform schon bei der Intrusion des Zentralgranites sich bildete, oder ob sie erst nach dessen Verfestigung infolge einer Ostwärtsbewegung der Granitmasse entstanden ist, läßt sich kaum entscheiden.

Der ostwestliche Verlauf der Granitgrenze schwenkt übrigens bei Wolfshau wieder etwas in die Richtung ONO—WSW ein, und da gleichzeitig auch das Streichen der Schiefer aus der Richtung NNO—SSW in die Richtung NO—SW übergeht, so nähert sich das Ganze wieder einer mantelförmigen Anlagerung des Schiefers an den Granit, die zwischen Wolfshau und der Schneekoppe am Südhang des Melzergrundes auch tatsächlich erreicht wird.

Größere Gebiete mit einem von der Regel wesentlich abweichenden Schichtenstreichen sind sonst recht selten. Erwähnenswert ist eigentlich nur das Gebiet des Schafberges westlich von Oppau. Hier streichen die Schiefer, wie man aus dem Verlauf der Gesteinsgrenzen schließen kann, unter h. 9.

Überaus häufig sind kleine, rein örtliche Abweichungen von der allgemeinen Streichrichtung. Sie lassen sich in den meisten Fällen auf benachbarte Querverwerfungen zurückführen. In Wasserrissen, an kleinen Felsköpfen beobachtet man öfters solche ganz abnorme Schichtstellungen und meistens, wenn auch bei weitem nicht in allen Fällen, findet man dann an solchen Stellen einen Knick oder ein stufenförmiges Absetzen im Verlauf der Gesteinsgrenzen. Es liegt also offensichtlich eine Schleppung an Querstörungen vor, ob aber die Gesteinsschichten selbst in die ostwestliche Richtung umbiegen, oder ob bloß die Schieferung quer zum Schichtenstreichen verläuft, ob also in der Nachbarschaft der Störungen eine Flexur oder eine Transversalschieferung eintritt, läßt sich meist in Ermangelung guter Aufschlüsse nicht feststellen.

Im Norden des Gebietes wächst mit der Annäherung an die innersudetische Hauptverwerfung die Zahl der Querstörungen. Ihre Sprungweite ist nicht sehr groß, sie verursachen meist nur

seitliche Verschiebungen der Grenzen von 50—100 m, selten von 200—300 m, und da die Schichten geneigt liegen, so beträgt die Verschiebung quer zur Schichtfläche gemessen nur 40—80 m bezw. 160—240 m.

Die Schleppungen an Querstörungen haben ältere Beobachter mehrfach dazu verleitet, für das ganze Gebiet in der Nähe der nördlichen Hauptverwerfung ein nordwestliches Streichen anzunehmen (vgl. WEBSKY's Kartenskizze (8) und auch die geologische Karte der Niederschlesischen Gebirge von BEYRICH, ROSE, ROTH und RUNGE (9)). Erhöht wird der Eindruck einer Streichungswendung im Kupferberger Gebiet dadurch, daß auch die Porphyrgänge und ein großer Teil der Erzgänge nordwestlich verlaufen, und der Irrtum früherer Beobachter ist um so erklärlicher, als die Gangnatur der Felsite früher keineswegs feststand und ein Teil der Erzvorkommnisse tatsächlich Lagernatur aufweist (Einigkeitsgang), so daß beim häufigen Auftreten von paralleler Lagerung der an den Gang anstoßenden Schiefer durch Transversalschieferung, auch die anderen Gänge leicht für Lager gehalten werden konnten.

Unmittelbar an der Hauptverwerfung ist meist eine überaus starke, bis ins kleinste gehende Zerteilung des Gesteines durch Parallelklüfte sichtbar. Sie streicht wie die Verwerfung N 45° W und fällt steil nach Norden ein; diese Fallrichtung wird man also auch für die Verwerfungsspalte annehmen müssen. Im Einschnitt der Straße vom Roten Adler nach Rudelstadt ist stellenweise deutlich zu sehen, daß die parallele Zerklüftung quer zum lagenförmigen Aufbau des Diopsidamphibolites verläuft. Die Verruschelungszonen an der Hauptverwerfung führen oft kleine Erztrümer (meist Kalkspat) mit. Versuchsbaue und Pingen am Südhang der Bleiberge bezeichnen daher deutlich den Verlauf dieser Dislokationen (besonders z. B. am Karlsberge, wo schöne sternförmig gruppierte Quarzkrystalle in der Gangart auftreten).

Einen bedeutenden Einfluß auf die Lagerungsformen erreichen die Querverwerfungen wieder in der Gegend von Wolfs-

bau. Schon am Wächterrand und an der Kanzel lassen sich Querverschiebungen an der Grenze von Granit und Gneis nachweisen, beide mit der Tendenz, den Westflügel ins Liegende, also nach Norden zu verwerfen. Im allgemeinen verläuft aber die Grenze der krystallinen Schiefer vom Zeisighübel bis zum Rabenstein ungefähr geradlinig. Dann tritt aber plötzlich in den Krummhübeler Gemeindeanlagen weit nordwestlich von der Verlängerung dieser Grenzlinie wieder Gneis und Granitgneis auf, weiter westlich aber springt die Granitgrenze um zwei volle Kilometer wieder ins Hangende und erst am Abhang des Wolfshübels $^1/_2$ km südlich von der großen Brücke über die Lomnitz nimmt sie ihren üblichen NO—SW-Verlauf an. Der Gneis der Krummhübeler Anlagen bildet also in gewissem Sinne einen weit in das Granitgebiet eingreifenden, von verschiedenen Verwerfungen begrenzten tektonischen Graben. Es liegt jedoch genau genommen eine vollkommen abgetrennte Gneisscholle im Granit vor, denn die Verbindung dieses Gneises mit dem Hauptgneismassiv ist zwar von diluvialen Bildungen bedeckt, aber verschiedentlich lugen unter den Schottern Granitmassen hervor, welche diesen Gneis vom Gestein des Rabenberges trennen. Immerhin ist das Vorhandensein einer Grabenversenkung durch den Verlauf der Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer sichergestellt.

Andere Querstörungen z. B. bei Dittersbach, Haselbach u. s. f. sind von rein örtlicher Bedeutung. Erwähnt sei nur noch eine, die durch den Sattel zwischen Beerberg und Buchberg ins Schiefergebiet eintritt, sich aber schon bald hinter Neu-Weißbach auskeilt.

Längsverwerfungen kommen in unserem Gebiet nur selten in die Erscheinung. Auf der Spezialkarte tritt nur eine Verwerfung am Büttnerberge hervor. Auch die scheinbar konkordante Grenze zwischen den Grünschiefern und den Phylliten bei Kunzendorf muß man als Längsverwerfung bezeichnen, denn wenn die Grünschiefer nicht als streichende Fortsetzung der Amphibolite in geringerer Metamorphose aufgefaßt

werden, so muß man ihr Gebiet als eine zwischen dem Schiefergebiet und den hier durch eine Verwerfung anlagernden Culmsedimenten eingeklemmte Bruchstaffel ansehen.

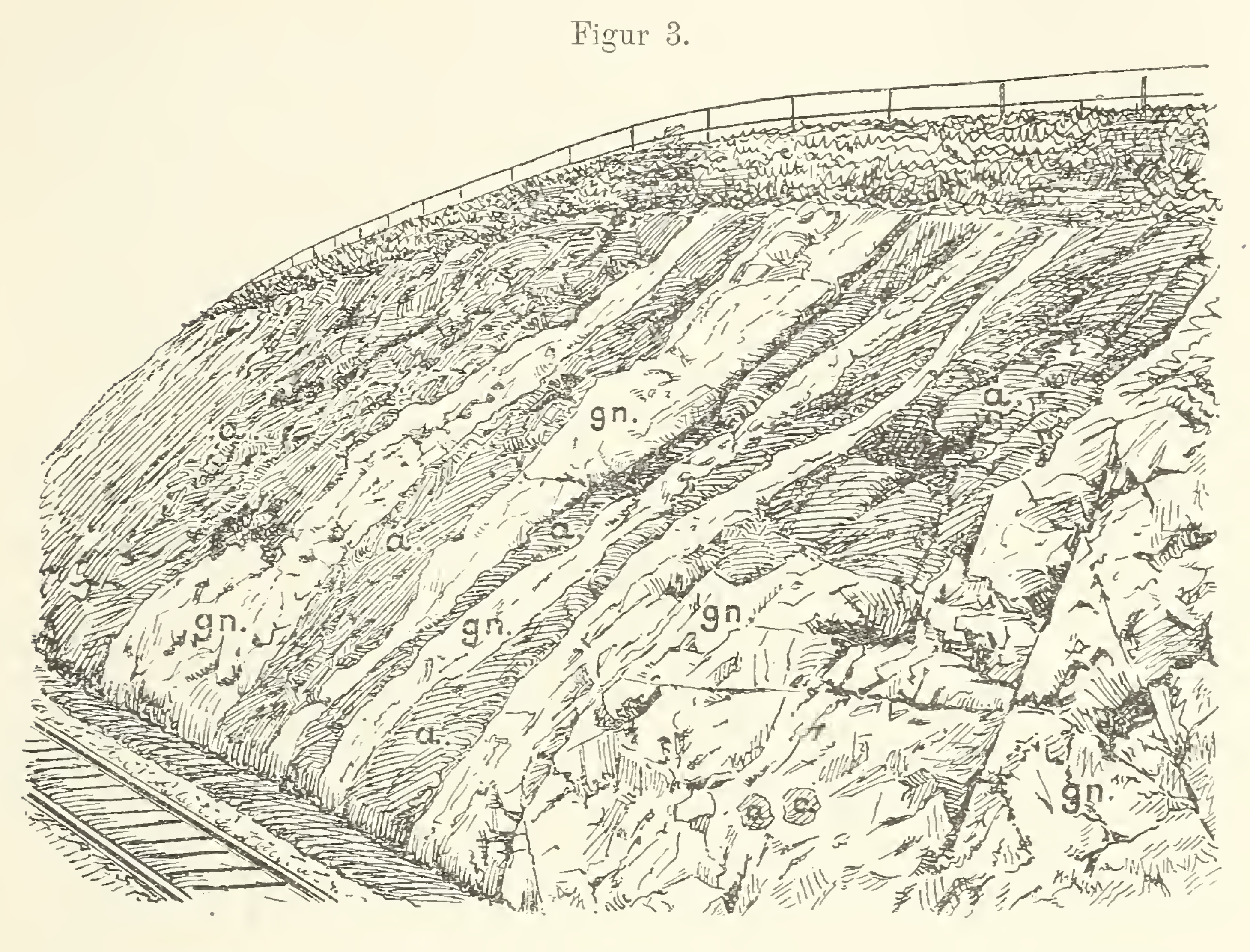
Die Seltenheit streichender Verwerfungen ist ganz sicher nur scheinbar und nur dadurch bedingt, daß man die streichenden Verwerfungen von den natürlichen Schichtgrenzen nicht unterscheiden kann. Wie überaus häufig sie in Wirklichkeit sind und wie sehr gerade sie den absätzigen, oft auskeilenden Bau der einzelnen Schiefereinlagen verursachen, wurde schon in des Verfassers Arbeit über die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg auseinandergesetzt und die neueren Aufschlüsse der Bergfreiheitgrube haben die dort über die Lagerungsverhältnisse geäußerten Ansichten in vollem Umfange bestätigt. Auch in den Rothenzechauer Gruben läßt sich die große Häufigkeit streichender Dislokationen nachweisen.

Die Intrusivlager von Gneis erscheinen meist konkordant zwischen den Schiefern und nur ihr oft sehr schnelles Auskeilen läßt schon im allgemeinen Kartenbilde ihren durch Injektion gebildeten Ursprung vermuten. Stumpf wie die Eruptivlager selbst keilen sich auch die Zungen und Linsen vom Nebengestein aus, die sie umschließen. Das vollkommenste Beispiel derartiger Einlagerungen im großen bieten die beiden Amphibolitlinsen des Dürrberges und Glashügels. Die Entstehung dieser beiden Berge durch das Herauspräparieren von Linsen sehr festen Gesteines (Amphibolit) aus einem minder festen (Gneis) tritt besonders in die Augen, wenn man die Landschaft an der Gabelung der Landstraßen dicht östlich vom Schmiedeberger Paß stehend nordwärts überschaut. Auch bei näherer Betrachtung hebt sich die Amphibolitgrenze als deutlicher Geländeknick am Gehänge dieser Berge ab.

Der einzige wirklich gute Aufschluß der Grenze zwischen Gneis und Schiefer ist der Bahneinschnitt am Harteberge bei Haselbach. Hier sieht man den granitisch-körnigen bis schwach flaserigen Gneis in vielen Apophysen teils konkordant, teils querschlägig den Amphibolit durchsetzen. Große eckige Bruch-

stücke vom Amphibolit liegen im Gneis und zungenförmige Einlagerungen sind durch querverlaufende Grenzflächen stumpf abgeschnitten. An solchen Quergrenzen und in den Quertrümern ist der Gneis meist besonders quarzreich und führt einzelne Hornblendenester (Fig. 3).

Figur 3.



Intrusionen von Gneis in den angrenzenden Amphibolit im Bahneinschnitt des Harteberges zwischen den Stationen Haselbach und Dittersbach. (Handzeichnung nach einer Photographie.)

Die östliche Grenze des westlichen und mehr noch die westliche des östlichen Gneises wird markiert durch eine Zone innigster Wechsellagerung, die dort, wo sie eine größere Breite einnimmt, als besondere Bildung auf den Karten dargestellt werden mußte. In diesem Injektionsgebiete, welches im Norden allein den Gneis repräsentiert, bestehen auch auf den Höhen, wo eine Verrollung nicht möglich ist, die Lesesteine fast zu gleichen Teilen aus Gneis und Amphibolit. Aufschlüsse sind in diesem

Gebiet sehr selten. Die wenigen Felsköpfe bestehen der größeren Festigkeit des Amphibolites entsprechend meist nur aus diesem. Der einzige natürliche Aufschluß, der Amphibolit und Gneis zugleich zeigt, ist der Pfaffenstein im Reußendorfer Forst. Einen künstlichen Aufschluß im Injektionsgebiet stellt der Bahneinschnitt am Bahnhof Haselbach dar.

Zu bemerken ist noch, daß der Zoisitamphibolit auf die Grenze von Gneis und Amphibolit beschränkt scheint und daß der lange schmale Streifen dieses Gesteines, der sich vom Saalhügel nach Süden erstreckt, wahrscheinlich als Kiel einer Gneislinse zu betrachten ist. Hierfür spricht sehr der Umstand, daß auch noch weit südlich von der äußersten Spitze des Gneises, am Südabhang der Scheibe, vereinzelte Gneisstücke im Gebiet des Zoisitamphibolites gefunden wurden.

Die den Gneis umlagernden Sedimente und Ergußdecken zeigen ein viel selteneres und viel spitzwinkligeres Auskeilen als die Intrusivgesteine. Am stärksten ist der Linsenbau im Süden des Blattes Schmiedeberg ausgebildet, noch weiter südlich, im Phyllitgebiet, besonders auf böhmischem Gebiet, werden die Lagerungsverhältnisse wieder übersichtlicher. Auch im Norden auf Blatt Kupferberg streichen die einzelnen Schichten meist durch das ganze Gebiet hindurch, so daß man hier besonders leicht ein Normalprofil aufstellen kann. Im Kolbenkammgebiet ist dies indessen unmöglich, weil hier alle Gesteine nur in langgestreckten Linsen auftreten und diese Linsen kein bestimmtes Niveau einnehmen, sondern sich in den verschiedensten Horizonten wiederholen. Dies gilt besonders von den als Feldspatamphibolit und als Feldspatglimmerschiefer bezeichneten Gesteinen, aber auch die Quarzite, Graphitschiefer, Kalksteine und Paragneise zeigen dieses Verhalten.

Die Ursache dieses absätzigen und regellosen Auftretens der Einlagerungen im Glimmerschiefer ist offenbar eine starke isoklinale Zusammenfaltung des ganzen Gebietes, die es bewirkt, daß dieselbe Schicht mehrmals in demselben Profil in scheinbar konkordanter Überlagerung ausstreicht. Durch Aus-

walzung des Mittelschenkels mögen die Faltungen oft in streichende Überschiebungen übergehen und stellenweise ist wohl mehr Schuppenstruktur als Isoklinalfaltung vorhanden. Die Profilwiederholung kann man nur stellenweise, wo die Verhältnisse ziemlich einfach liegen, einigermaßen feststellen. Es scheint z. B. eine bestimmte Reihenfolge der Einlagerung: Feldspatamphibolit, Graphitschiefer, Kalkstein nördlich des Schmiedeberger Passes zu bestehen, sich in der Paßlinie zu verdoppeln und dann die eine Reihe im Bogen, der Schieferumbiegung folgend nach Westen auszubiegen, die andere aber mit geringerer Biegung südwärts auf den Molkenberg zuzustreichen.

Ähnliche Verhältnisse wie im Gebiete des Kolbenkammes scheinen weiter im Norden bei Kupferberg die große Verbreiterung des Diopsidamphibolits und die Glimmerschiefereinlagerung der Adlergrube zu verursachen. Schichtenbiegungen und Schichtenstauchungen sind an den Amphibolitblöcken von Dreschburg mehrfach zu beobachten und für häufiges Auftreten von Verwerfungen spricht die unregelmäßig eckige Form der Glimmerschieferscholle der Adlergrube.

II. Petrographischer Teil.

A. Gruppe des Glimmerschiefers.

Die Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer bilden mit ihren Einlagerungen ein ausgedehntes und vermutlich weit über tausend Meter mächtiges Schichtensystem, welches sich von dem südlichsten Punkt unseres Gebietes, der Grenzecke am Forsthaus Rehorn bis zum Popelberge nördlich von Kupferberg lückenlos verfolgen läßt. Es ist in seinem größten Teile zwischen Schmiedeberg und der Schneekoppe von Orthogneisen stark durchsetzt und stellenweise geradezu aufgeblättert. Die wahre Mächtigkeit ist daher schwer zu bestimmen, zumal man auch nicht wissen kann, ob und inwieweit durch Isoklinalfaltungen dieselben Schichten sich mehrfach im Profil wiederholen.

Der Krystallinitätsgrad ist in dem weiten Gebiet, welches die Glimmerschiefer bedecken, sehr verschieden. Ganz abgesehen davon, daß große Teile z. B. am Ochsenkopf durch Kontaktmetamorphose in hochkrystalline Cordieritgneise verwandelt sind, ist auch außerhalb des Kontaktbereiches eine merkliche Abnahme der Krystallinität von Norden nach Süden zu beobachten. Drei Ursachen können hierfür in Frage kommen. Erstens ein facieller Wechsel des Urmateriales, daß z. B. in gewissen Gebieten das ursprüngliche Sediment, aus dem die Glimmerschiefer hervorgingen, einen höheren, in anderen einen niederen Feldspatgehalt hatte, so daß hier gneisartige Gesteine, dort reine Glimmerschiefer entstanden. Ein derartiger primärer Faciesunterschied scheint z. B. zwischen dem großen Gebiet

südlich von Hohenwaldau und dem kleinen Gebiet nördlich von diesem Ort zu bestehen. Zweitens kann auch eine Kontaktwirkung der Orthogneisinjektionen vorliegen, so daß also dort, wo Orthogneis in größeren Mengen auftritt, der Glimmerschiefer stärker krystallin ist, als abseits von den Gneiseinlagerungen. Ein solcher Unterschied scheint in der Tat vorzuliegen, insofern als der Schiefer am Forstkamm im allgemeinen aus größeren Muscovitblättern besteht als am Kolbenkamm. Vor allem aber scheint die reichliche Ausscheidung von Granat ganz auf das Gebiet intensivster Intrusion mit Orthogneis beschränkt zu sein. Drittens endlich besteht aber zweifellos auch ein Unterschied infolge verschieden starker Gebirgsdruckwirkung, also ein Unterschied der Tiefenstufe im Sinne BECKE's und GRUBENMANN's. Die Gesteine des Rehorngebirges sind meist noch echte Phyllite und nur allmählich gehen sie ungefähr in der Gegend der Moos-Baude in Glimmerschiefer über. Man könnte wohl denken, daß auch hierin nur eine Kontaktwirkung des Orthogneises läge, da ja der Phyllit besonders weit abseits von den Orthogneisinjektionen auftritt. Aber zugleich mit der Abnahme der Krystallinität werden auch offensichtlich die Lagerungsverhältnisse einfacher, die Amphiboliteinlagerungen lassen sich auf weitere Strecken hin verfolgen und vor allem bildet bei Albendorf der Kalkstein, der im Glimmerschiefer stets nur in kurzen Linsen auftritt, weithin verfolgbare Lagerzüge. Es hat also unverkennbar im Phyllitgebiet ein geringerer gebirgsbildender Druck geherrscht als im Glimmerschiefergebiete.

Die normalen Glimmerschiefer unseres Gebietes unterscheiden sich wenig von dem Bild, welches uns diese Gesteine in anderen Glimmerschiefergebieten zeigen. Die beiden Hauptgemengteile sind Quarz und Muscovit. Nie fehlende Nebengemengteile sind etwas Orthoklas und etwas Biotit. Die Parallelstruktur ist stets sehr vollkommen, die Quarzindividuen sind stark verzahnt und durch Muscovitflasern getrennt in Lagen angeordnet. Palimpseststrukturen pflegen besonders dann her-

vorzutreten, wenn Feldspat in größerer Menge sich beteiligt, da dieses Mineral weniger leicht sich sekundär umsetzt als der Quarz und daher seine Geröllnatur meist besser beibehält als dieser. Die krystallographische Natur des Muscovites bedingt in erster Linie den Unterschied zwischen den als Phyllit und den als Glimmerschiefern bezeichneten Abarten. Im Phyllit sind die Flasern ein höchst feinschuppiges Sericitaggregat, im Glimmerschiefer meist ein Gefüge wohlindividualisierter Muscovitblätter, die oft nicht alle streng ||σ (parallel der Schieferungsebene) geordnet sind, sondern vereinzelt auch quer in den Flasern liegen. Makroskopisch läßt sich dieser Unterschied dadurch erkennen, daß die Spaltflächen des Phyllits einen gleichmäßigen damastartigen Seidenglanz, die des Glimmerschiefers eine deutliche Auflösung der Fläche in kleine perlmutterglänzende Schüppchen zeigen. Nach diesem makroskopischen Unterschied wurde auf der Karte die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Phyllit gezogen, doch bleiben hierbei stets gewisse, nur nach subjektivem Ermessen zu beurteilende Übergangsstadien, wie denn auch u. d. M. in den Sericitsträhnen einzelne größere Muscovitblätter und in den Muscovitflasern einzelne feine Sericitsträhne nicht selten vorkommen.

Erwähnt sei noch, daß dort, wo sich Biotit am Aufbau des Gesteins beteiligt, dieser stets streng ||σ liegt, und daß es vorkommt, daß in parallel angeordneten Biotitflasern einzelne quergestellte Muscovite eingeschlossen sind.

Nicht selten beteiligt sich neben dem Muscovit ein wenig Chlorit am Aufbau des Gesteines. Er liegt meist genau wie der Biotit in einzelnen Blättchen zwischen dem Muscovit eingestreut und ist in diesem Falle wohl sekundär aus Biotit entstanden. Hierfür spricht auch das häufige Vorkommen von etwas Epidot in diesen chlorithaltigen Schiefern. Hier und da ist der Chlorit wohl infolge sekundärer Wanderungen zu kleinen wirrblättrigen Aggregaten angehäuft.

Als Culmgeröll wurde nördlich von Kunzendorf ein Schiefer gefunden, der ganz im Gegensatz zu allen anstehenden Gesteinen eine deutliche Transversalschieferung aufweist. Auf der Spaltfläche gewahrt man verschieden gefärbte, 1—2 cm breite Zonen, und der Querbruch zeigt, daß diese Zonen, die ehemaligen Schichten des Gesteines, quer durch die Schieferung hindurchgreifen.

U. d. M. erscheint das Gestein als ein echter Sericitphyllit, dessen Sericithäute jedoch oft seitliche kurze Apophysen in das umgebende Quarzaggregat senden, Apophysen, die alle nach gleicher Richtung verlaufend die Schichtflächen des Ursprungsgesteines markieren. Die Richtung der Schichtung erkennt man auch an Reihen kleiner Graphitklümpchen, die dem Quarz in schräg zu σ verlaufenden Reihen eingestreut sind.

Ein in den Glimmerschiefern sehr gewöhnlicher Übergemengteil ist der Turmalin. Er tritt stets nur mikroskopisch in kleinen blaugrau durchscheinenden Säulchen auf. Oft sind sie zonar gebaut, außen bräunlich, innen blaugrau. Größere Turmaline von mehr als $^1/_4$—$^1/_2$ mm Länge sind nur selten. Schwer ist es zu sagen, ob dieser Turmalin als ursprüngliches Sedimentkorn in dem Glimmerschiefer von Anfang an enthalten war, oder ob er als Kontaktprodukt aus dem benachbarten Orthogneis, der sehr oft Turmalin führt, eingewandert ist. Für ursprüngliche Beteiligung spricht das Vorkommen zerbrochener Säulchen, die allerdings auch bei späteren Gleitbewegungen im Gestein zerbrochen sein können. Für nachträgliche Einwanderung spricht die meist gute Krystallform der Turmaline sowie der Umstand, daß sie bisweilen Quarzkörnchen umschließen, also wohl blastisch entstanden sein könnten.

Als Seltenheit fand sich in der Schwarzen Drehe am Forstkamm auch ein Turmalinquarzit. Das schwarze, auf den ersten Blick fast wie ein Graphitquarzit bezw. Kieselschiefer aussehende Gestein zeigt undeutliche Stengelstruktur und ist von

einzelnen schütteren Muscovithäutchen auf den Schieferungsflächen bestreut.

U. d. M. gewahrt man ein polygonales Gefüge von klaren, nur schwach miteinander verzahnten Quarzkörnchen, dem einzelne Muscovittafeln in verschiedensten Lagen eingestreut sind. Der Turmalin ist undeutlich individualisiert, mehrfach enthält er kleine Quarzeinschlüsse. Er ist pleochroitisch zwischen einem gleichmäßigen hellgelb und einem fleckigen blaugrün. Apatit, Titanit, Pyrit und Granat finden sich akzessorisch in einzelnen Körnchen.

Auf Blatt Krummhübel, besonders in der Nähe der Forstbauden findet sich eine Abart des Glimmerschiefers, deren Entstehung sehr wahrscheinlich auf die Kontaktmetamorphose des benachbarten Orthogneises zurückgeführt werden muß. Es ist ein feinschuppiger, oft fast phyllitisch erscheinender Muscovitschiefer, in dem einzelne schwarze Porphyroblasten von Biotit eingewachsen sind. Entweder sind es deutlich automorphe Krystallblättchen von beiläufig 1 mm Durchmesser, oder es sind annähernd gleich große Aggregate, die dem bloßen Auge wie hanfkorngroße schwarze Knötchen in der silberweißen schuppigen Grundmasse erscheinen.

Ganz ähnliche Gesteine wurden vom Verfasser bereits aus dem Kontaktbereich des Granites von Hirschberg in Thüringen beschrieben (10), und es muß auffallen, daß hier wie dort das wirksame Intrusivgestein ein gneisartig gestreckter Granit ist. Liegt hier vielleicht in beiden Fällen eine druckmetamorphe Umwandlung von Cordieritsubstanz in Biotitsubstanz vor? An eine echte Pseudomorphose wäre dabei natürlich bei der rein automorphen Gestalt des Biotits nicht zu denken, sondern nur an eine völlige Neukrystallisation. Oder liegt in diesen Biotitporphyroblasten ein für Intrusionen unter starkem Faltungsdruck bezeichnendes Kontaktmineral, ein Piezokontaktmineral im Sinne WEINSCHENK's vor? Dann müßte man entweder eine weitgehende ehemalige Primärstreckung des Gneises annehmen,

oder die überall sichtbaren sekundären Kataklasen und damit den Eintritt des Faltungsdruckes in eine Zeit verlegen, in welcher der Granit eben erst intrudiert, also noch Kontaktwirkungen auszuüben imstande war.

An einem der aufgefundenen Handstücke unseres Gesteines ist übrigens sehr schön die im Riesengebirge sonst so seltene Transversalschieferung nachweisbar. Das Gesteinsstück zeigt nämlich bei sonst spärlicher Ausbildung von Biotitporphyroblasten eine scharf begrenzte Zone, in der diese viel stärker entwickelt sind und zugleich die Gesteinsgrundmasse wesentlich grobkörniger ist. Diese Zone aber setzt fast rechtwinklig zur Schieferung quer durch das Gestein.

U. d. M. gewahrt man ziemlich dicktafelige Biotitkrystalle, die oft $\| \sigma$, meist aber $\perp \sigma$ der Masse echt porphyroblastisch eingestreut sind. Die bei den Hirschberger Gesteinen beschriebene Erscheinung, daß die Einschlüsse in Zügen $\| \sigma$ den Biotit durchsetzen, ist hier nicht so deutlich zu beobachten, da die Porphyroblasten nur wenige scharfeckige Quarzkörnchen umschließen.

Sehr oft sind die Biotite durch spätere Gleitbewegungen augenartig abgequetscht, und da sie z. T. auch in Krystallgruppen und nicht nur in Einzelkrystallen auftreten, so entstehen eigentliche wirrschuppige Biotitaugen, in denen oft auch etwas sekundärer Quarz zwischen den Biotitblättern angesiedelt ist. Neben Quarzkörnchen umschließen die Biotite oft auch Rutilnädelchen, die meist von pleochroitischen Höfen umgeben und oft zu sagenitartigen Aggregaten miteinander verwachsen sind. Die Farbe des Biotits ist meist ein sehr lebhaftes Dunkelbraun, so wie desjenigen der Biotithornfelse, doch kommen auch auffallend blaßbraune Biotite vor.

Sekundäre Umsetzung des Biotits in Chlorit ist häufig zu beobachten. Oft ist der ganze Biotit durch Pennin ersetzt, oft ist dieser nur in schmalen Lamellen in jenen eingelagert. Meist sind die $\perp \sigma$ stehenden Biotite stärker chloritisiert als

die $\|\sigma$ liegenden. Vereinzelt findet sich Chlorit auch zwischen den Muscovittafeln der primären Flasern.

Die Grundmasse des Gesteines besteht meist aus einem feinschuppigen Gemenge von Quarz und Muscovit. Letzterer ist teils einzeln eingestreut, teils zu langen Flasern vereinigt, immer aber mit wenigen Ausnahmen $\|\sigma$ gelagert. Feldspatkörner, oft noch deutlich sedimentäre Geröllumrisse zeigend, sind sehr häufig. Als kleine akzessorische Mineralkörnchen findet man Granat, Zirkon, Titanit, Apatit, Magnetit und Turmalin.

Bemerkt sei noch, daß in besonders feldspatreichen, den Paragneisen sich nähernden Glimmerschiefern nur ausnahmsweise eine schwache Ausbildung von Biotitporphyroblasten beobachtet wurde, während sie in quarzitischen Glimmerschiefern in ganz auffallender Häufigkeit sich findet, wie die Felsen an der Zwieselung des Wasserrisses südlich von den Forstbauden zeigen.

Granatführende Glimmerschiefer sind in der Umgebung des Forstkammes und Riesenkammes überaus häufig. Schon in den Glimmerschiefern zwischen Grunzenwasser und Jockelwasser kann man die Granaten vielfach als hanfkorngroße Knötchen bemerken und am Granaten- oder Luderfelsen westlich über dem Eulengrund erlangen sie stellenweise Walnußgröße und sind dem Gestein so zahlreich eingestreut, daß das Glimmerschiefergewebe zwischen ihnen oft nur die Rolle eines spärlichen Bindemittels spielt. Die granatführenden Glimmerschiefer sind stets recht grobschuppig, in sericitischen oder gar phyllitischen Glimmerschiefern wurde niemals in unserem Gebiet Granat beobachtet. Sehr häufig sind sie bis ins Kleinste stark gefältet. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Granatführung als Kontaktphänomen des Orthogneises aufzufassen ist, jedenfalls ist sie auf die Gebiete starker Wechsellagerung zwischen Gneis und Glimmerschiefer beschränkt.

U. d. M. erscheint der Granat in Form der üblichen

kugelrunden Körner, die von den Flasern des Glimmerschiefers umschmiegt werden, während die makroskopischen Körner oft deutliche Rhombendodekaederformen aufweisen. Stets ist er stark von scharfeckigen Quarzsplittern durchsetzt und man kann sich leicht überzeugen, daß er durch metasomatische Verdrängung der anderen Gemengteile, des Muscovits, und, wenn dieser vorhanden, auch des Orthoklases, entstanden ist und dabei den Quarz als unversehrt gebliebenen Rest umschließt. Stellt man z. B. einen Schliff so zwischen gekreuzten Nicols ein, daß sein Muscovit, der ja in der Hauptsache parallel gelagert ist, auslöscht, sich also nicht vom isotropen Granat unterscheidet, so wird es oft schwer, die Granatkörner von dem umgebenden Gestein zu unterscheiden, da die Reihen der Quarzkörnchen, die man im Nebengestein gewahrt, ungestört durch den Granat hindurchsetzen. Stellenweise aber ist bemerkenswerterweise eine Drehung des Granatkorns zwischen den gleitenden Glimmerlagen eingetreten. Dann sind die Quarzkörner zwar auch in parallelen Reihen in dem Granat angeordnet, diese Reihen haben aber eine in jedem Granatkorn verschiedene, andere Richtung als die Schieferung des Gesteines (Tafel III Fig. 1). Sind die Quarzeinschlüsse sehr großkörnig, so kommt es oft nicht zur Ausbildung echter runder Granatkrystalle, sondern der Granat füllt nur skelettartig an gewissen Stellen die Zwischenräume zwischen den Quarzkörnern aus.

Nicht selten tritt außer den im Dünnschliff rosenroten kugelrunden Granatkörnern noch ein vermutlich älterer farbloser Granat in kleinen allotriomorphen Körnchen zwischen dem Quarz und der Grundmasse auf.

Die chemische Analyse eines granatführenden Glimmerschiefers von den obersten Häusern des Ortes Arnsberg, in dem der Granat allerdings z. T. schon durch Chlorit ersetzt ist, ergab folgende Werte (Analytiker Dr. KLÜSS. Spez. Gew. 2,761).

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach Grubenmann		nach Osann
SiO_2	68,35	SiO_2	77,24	S	77,24	a = 8
TiO_2	0,47	Al_2O_3	10,85	A	4,65	c = 1
Al_2O_3	16,46	FeO	4,34	C	0,52	f = 11
Fe_2O_3	1,29	CaO	0,52	M	—	
FeO	3,48	MgO	2,40	F	6,74	
CaO	0,43	K_2O	2,34	T	5,68	
MgO	1,43	Na_2O	2,31	K	2,16	
K_2O	2,27		100,00			
Na_2O	2,13					
H_2O	2,19					
SO_3	0,16					
P_2O_5	0,24					
	99,90					

Der hohe Tonerdeüberschuß ist für ein vorwiegend aus Granat und Glimmer bestehendes Gestein nicht weiter auffällig. Die theoretische Verrechnung des Kieselsäuregehaltes ergibt $41^1/_2$ v. H. Quarz. Orthoklas und Albitmolekül, hier natürlich in der Form von Kali- und Natronglimmer, sind reichlich vorhanden (19 und $18^1/_2$ v. H.). Die Menge der Magnesiaeisensilikate beträgt ebenfalls etwa 19 v. H.

Bei der Verwitterung zersetzt sich der Granat zu Chlorit. Meist bilden sich zunächst um den Granat herum konzentrische Lagen von Chloritblättern, auch auf kleinen Klüften, die den Granat durchsetzen, scheiden sich bald wirre Chloritaggregate aus und ersetzen zuletzt das ganze Granatkorn durch ein regelloses Gemenge von kleinen Blättchen. Auch größere Chloritblätter können entstehen, aber niemals treten die ursprünglichen Quarzeinschlüsse des Granates etwa später als Quarzeinschlüsse e i n e s Chloritblattes auf, sondern stets liegen die Quarze nach der Chloritisierung des Granates eingeklemmt z w i s c h e n Chloritblättern.

Die Grundmasse, welche die Granaten umschließt, ist stets ein gewöhnlicher Glimmerschiefer mit stark verzahnten,

keinerlei Druckwirkung zeigenden, also völlig neugebildeten Quarzen und streng ||σ gelagerten Muscoviten. Palimpsestgeröllchen von Quarz sind sehr selten, von Orthoklas recht häufig. Biotit, oft in recht dicken Tafeln, und Chlorit sind nur wenig zwischen den Muscovit eingestreut. Gelegentlich finden sich ganz jugendlich quer durch die Schieferung greifende Gangtrümchen, die von Quarz und Pennin erfüllt sind. Akzessorisch findet man Apatit, Rutil, Turmalin, Titanit und Magnetit, letzterer findet sich in kleinen Oktaederchen, die oft infolge von monstrosem Vorwalten zweier paralleler Flächen tafelförmig gestaltet sind und dann natürlich ||σ liegen.

Granatglimmerschiefer finden sich vielfach unter den Culmgeröllen. Bei der Fuchsbude südlich von Pfauenzahl fand sich aber auch ein eigentümliches gneisartiges Granatgestein, dessen Zugehörigkeit nicht sicher klarzustellen ist. Ein vollkrystallines, kleinkörniges, hellbräunliches Gemenge von Quarz, Orthoklas, wenig Albit und ganz spärlichem dunkelgrünem Biotit umschließt massenhaft hanfkorngroße dunkelrote Granaten, die u. d. M. meist stark zersprungen erscheinen. Epidotkörnchen, Zoisitsäulchen und Muscovitflitter durchsetzen massenhaft die Feldspäte dieses Gesteins.

Diejenigen Gesteine, die sich durch sehr reichlichen Feldspatgehalt auszeichnen, würde man im Handstück vielleicht richtiger als Paragneise bezeichnen. Sie sind aber mit den Glimmerschiefern durch Übergänge verbunden und bilden keine selbständigen Schichtkomplexe, sondern nur gelegentliche feldspatreichere Abarten des Schiefers. Es sind meist kurzschuppige Gesteine von einem für Gneis sehr großen Glimmerreichtum und kleinem Korn. Auch in ihnen bildet der Muscovit das hauptsächlichste Glimmermineral, neben dem aber auch etwas Biotit und Chlorit vorkommt. Die üblichen akzessorischen Mineralien Turmalin, Apatit, Granat, Rutil, Magnetit, Epidot finden sich auch hier. Häufig sind in diesen Gesteinen rundliche Quarz- und Feldspatkörner mit ausgesprochener Palimpsestnatur. Bis-

weilen finden sich sogar kleine eigentliche Geröllchen, die aus zwei oder drei Mineralkörnern, meist Quarz mit Orthoklas, bestehen und sich scharf durch die Limonitbestäubung ihrer rundlichen Oberfläche vom umgebenden Gestein abheben. Auch Geröllchen von feinkörnigem, verzahntem Quarzit wurden gefunden.

Es ist daher nicht verwunderlich, wenn unter den Culmgeröllen auch Glimmerschiefer bezw. Paragneise mit echten makroskopischen Geröllen gefunden wurden. In einem Geröll

Figur 4.



Glimmerschiefer mit teils noch runden, teils augenförmigen Geröllen von Granit (Culmgeröll bei Buchwald).

(Ungef. $\frac{1}{3}$ nat. Größe).

vom Borkberg erlangen sie Erbsengröße, in dem schon früher in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft beschriebenen Geröll von Ober-Blasdorf sogar Haselnußgröße. Die Gerölle bestehen meist aus Granit mit Plagioklas und Mikroklin. Die größeren sind oft deutlich gerundet eckig, die kleineren oft linsenförmig abgequetscht (Fig. 4). Die Grundmasse ist ein Glimmerschiefer mit starker Palimpseststruktur und führt massenhaft kleine Geröllchen von Mikroklin, Orthoklas usw., die jedoch meist stark zerbrochen sind, so daß der Gesamteindruck einer Kataklase entsteht.

Daß die Gerölle in diesem Gestein erhalten blieben, verdanken sie bloß dem Umstande, daß sie einzeln in einer wesentlich feinkörnigeren Grundmasse lagen, die sie wie eine weiche Packung rings umgab. Konglomerate, die aus dichtgepacktem Geröll bestanden, mußten unter dem Gebirgsdruck gänzlich zerstückt werden und ein Kataklasgestein liefern, das sich, wenn die Gerölle lediglich oder vorwiegend aus Granit bestanden, kaum von einem Kataklasgneis, der aus Granit in situ entstanden ist, unterscheiden wird.

Solche Gesteine, deren Deutung als geschieferte Granite oder geschieferte Granitkonglomerate offen bleiben muß, fanden sich z. B. vereinzelt im obersten Teil von Hohenwaldau und als Culmgeröll bei Tschöpsdorf. Sie unterscheiden sich dadurch von den Orthogneisen, daß gelegentlich Bruchstücke in ihnen vorkommen, die den Verdacht erwecken, es könnten auch Gerölle sein. Außerdem sind sie auffallend reich an Glimmer, der nicht nur in Gleitflasern, sondern in kleinen Schüppchen mannigfach dem Gestein eingestreut ist. In einem solchen Gestein wurde eine $\perp\sigma$ verlaufende mikroskopische Spalte beobachtet, die mit neugebildetem Biotit erfüllt ist. Dieser Biotit ist indessen streng $\parallel\sigma$ geordnet, ein Beweis, daß die Druckkräfte auch bei Ausfüllung dieser sekundären Spalte noch nachwirkten.

Vereinzelt z. B. an den Neuhäusern bei den Grenzbauden und am Schartenberg als Culmgeröll kommen auch Gesteine vor, die man als halb geschiefert bezeichnen kann und die den Stempel sedimentärer Entstehung u. d. M. leicht kenntlich tragen. Sericit umzieht hier in feinen Häuten die Geröllchen und zieht sich gelegentlich gleitflaserartig ein Stück ins Gestein hinein.

Interessant ist ein Gestein aus der unmittelbaren Nachbarschaft der innersudetischen Hauptverwerfung. In dieser Gegend ist der Glimmerschiefer meist feldspatreich, gneisartig und obendrein im westlichen Gebiet noch kontaktmetamorph. An der Verwerfung stellt sich nun aber eine diaphtoritische Schieferung ein, die sich durch Ausbildung einzelner Gleit-

flasern kenntlich macht, welche aus Sericit und bei Gegenwart von viel Biotit aus Klinochlor bestehen. Zwischen diesen Flasern liegt der normale Schiefer mit allen Anzeichen hochgradiger Krystallisationsschieferung.

Von besonderem Interesse ist eine Varietät des Glimmerschiefers, die hier zuletzt aufgeführt sei, nicht, weil sie besonders selten vorkommt, sondern weil sie einen gewissen natürlichen Übergang zu den später zu beschreibenden Feldspatglimmerschiefern zeigt. Sie bildet nur gelegentliche kleine Einlagerungen, die sich von den echten Glimmerschiefern nicht wie die eigentlichen Feldspatglimmerschiefer stratigraphisch abtrennen lassen. Sie hat mit jenen das Vorkommen kleiner, aber doch makroskopisch sichtbarer Feldspatkörnchen gemein, die etwa rübsenkorngroß sind und, wie man mit einer Lupe leicht feststellen kann, augenartig von der Glimmerschiefermasse umzogen werden. Es treten in diesen Gesteinen neben Feldspataugen häufig auch kleine Augen von deutlich bläulichem Quarz auf, und da u. d. M. meist auch deutlich kataklastische Strukturen zu beobachten sind, so dürfte wohl ein Paragneis vorliegen, der aus einem Gestein mit verhältnismäßig vielen und großen Feldspatkörnern entstanden ist, also ein, allerdings wesentlich kleinkörnigeres Analogon zum Augengneis in der Reihe der Orthogneise darstellt.

Der Muscovit findet sich hier nicht nur in Strähnen, sondern oft auch kurzschuppig, also in einzelnen Tafeln eingestreut, mit ihm parallel verwachsen kommt oft auch Chlorit (Penin) vor, doch findet sich dieses Mineral oft auch in kleinen Nestern wirr angeordneter Blättchen, die vielleicht zersetzte Granatkörner darstellen. An akzessorischen Mineralien ist Granat, Magnetit, Titanit und Turmalin zu erwähnen.

Die Feldspatglimmerschiefer.

Als Feldspatglimmerschiefer sind meist sehr feinschuppige sericitreiche Glimmerschiefer zu bezeichnen, die sich besonders am Osthang des Kolbenkammes in einzelnen oft ziemlich mäch-

tigen Lagen verfolgen und auf der Karte darstellen lassen. Am Forstkamm finden sie sich nur in einzelnen Lesesteinen.

Im Querbruch gewahrt man hier ein Gemenge dicht aneinander gepackter Feldspäte, die durch ein feinschuppiges Bindemittel von silbergrauer oder grünlichgrauer Farbe zusammengehalten werden. Auf dem Längsbruch treten diese Feldspatknötchen meist nur als kleine Erhebungen, seltener als eigentliche helle Feldspatquerschnitte von regelloser Umgrenzung hervor.

Am besten kann man das Gestein in der Forstabteilung 174 nordwestlich von der Glocke beobachten. Eine Analyse dieses Feldspatglimmerschiefers, hergestellt im Laboratorium für Gesteinsanalyse an der Kgl. Geol. Landesanstalt durch Herrn Dr. KLÜSS, ergab folgende Werte (spez. Gew. 2,697):

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach GRUBENMANN		nach OSANN
SiO_2	78,05	SiO_2	85,46	S	85,46	a = 11
TiO_2	0,30	Al_2O_3	6,94	A	4,30	c = 1
Al_2O_3	10,81	FeO	2,47	C	0,31	f = 8
Fe_2O_3	1,86	CaO	0,31	M	—	
FeO	1,07	MgO	0,52	F	2,99	
CaO	0,27	K_2O	3,67	T	2,33	
MgO	0,32	Na_2O	0,63	K	2,90	
K_2O	5,26		100,00			
Na_2O	0,60					
H_2O	1,01					
SO_3	0,12					
P_2O_5	0,22					
	99,89					

Das Gestein ist also sehr kieselsäurereich (56 v. H. Quarz). Das andere ist fast alles Orthoklas und Kaliglimmer ($29^1/_2$ v. H.), daneben etwas Albit bezw. Natronglimmer (5 v. H.). Femische Gemengteile sind nur $8^1/_2$ v. H. vorhanden, und zwar nach dem hohen Tonerdeüberschuß zu schließen, vorwiegend Biotite.

U. d. M. erweisen sich die Feldspäte ausnahmslos als Ortho-

klase, die oft Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetze erkennen lassen. Meist sind sie von feinem Magnetitstaub in linearer Anordnung durchsetzt, und auch Quarzeinschlüsse zeigen oft eine parallel diesen Erzstaubstreifen langgestreckte Form. Dabei stehen die Streifen meist nicht ||σ, sondern sind durch Drehung der Feldspatkörner in verschiedene schräge Lagen gebracht. Es kommen auch Feldspäte vor, die innen von Erzstaub durchsetzt sind, außen aber eine völlig klare Randpartie haben. Offenbar sind die Erzstreifen also als Palimpsestbildungen, die Feldspäte als ältere, durch weitergehende Gleitbewegungen zur Augenform degradierte Porphyroblasten anzusehen. Für eine ursprünglich sedimentäre Entstehung spricht auch die im Querbruch oft deutliche Zusammensetzung aus einzelnen voneinander verschiedenen 1—2 cm starken Gesteinslagen. Die Grundmasse des Gesteins besteht zumeist aus Quarz und Muscovit. Der Quarz ist meist nicht undulös und seine Individuen sind stark verzahnt. Der Muscovit bildet Flasern, die jedoch oft dadurch, daß die einzelnen Blätter nicht streng ||σ geordnet sind, sondern in flachem Winkel ineinander eingreifen, zu zopfartigen Querschnittsbildern Veranlassung geben (Tafel III Fig. 2). Hier und da finden sich auch einzelne kurze dicktaflige Muscovite vollkommen senkrecht zur Schieferungsrichtung gestellt. Wirre, nestförmige Anordnung der Muscovite ist selten. Chloritblätter sind dem Muscovit oft zwischengestreut. Akzessorisch findet sich Granat, Magnetit, Apatit, Titanit und Epidot.

Auch unter den Culmgeröllen fand sich ein Feldspatglimmerschiefer, dessen Grundmasse jedoch durch reichliche Limonitausscheidung zwischen den Glimmerblättchen rostrot, dessen Feldspäte durch beginnende Zersetzung porzellanartig weiß erscheinen.

In der Nähe des Grenzsteines Nr. 38 fand sich ein Gestein, welches makroskopisch sich eng an die Feldspatglimmerschiefer anschließt, mikroskopisch aber gewisse Beziehungen zu den Porphyroiden zeigt. Es liegen nämlich hier in einer fein-

schuppigen Quarzsericitgrundmasse große unregelmäßige, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Orthoklase. Mehrfach wurden auch Einstülpungen der Grundmasse in die Orthoklase, wie sie bei Eruptivgesteinen infolge von Resorptionen vorkommen, beobachtet. Da jedoch die Grundmasse sehr sericitisch ist, so kann hier auch ein Einwuchern der Sericitisierung in die Feldspäte vorliegen.

Die Orthoklase, die ebenfalls, wenn auch sehr schwache Einstreuungen von Ferritstaub und regenerierte Ränder haben, verdankten dann also ihre ziemlich automorphe Umgrenzung nicht einer porphyrischen, sondern einer porphyroblastischen Entstehung. An diesem Gestein ist makroskopisch die besonders auf dem Längsbruch hervortretende weingelbe Farbe auffällig, die für Sericit so sehr bezeichnend ist.

Die Kleinaupaer Gneise.

Am Ostabhange des Kolbenkammes findet sich eingelagert zwischen die Glimmerschiefer ein Gneisgestein, welches sich jenseits der Reichsgrenze, soweit die dort vorgenommenen Begehungen das feststellen lassen, noch über weite Gebiete hin erstreckt und deshalb kurz nach der böhmischen Ortschaft Kleinaupa, in deren Umgegend es besonders verbreitet ist, als Kleinaupauer Gneis bezeichnet werden mag.

Es ist ein kurzschuppiges, meist ziemlich kleinkörniges und ebenschiefriges Gestein. Der Biotit tritt hier vollkommen zurück, so daß man es als Muscovitgneis bezeichnen kann. Der Feldspat ist vorwiegend Orthoklas, doch spielt auch der Plagioklas eine bemerkenswerte Rolle.

Die Struktur zeigt deutlich kataklastische Züge, es ist aber offensichtlich auch Krystallisationsschieferung bezw. Rekrystallisation am Ausbau des Gefüges beteiligt. Auch hier zeigt sich, daß der Muscovit sich dem Gesetze der parallelen Auskrystallisation unter Druck nicht streng unterordnet. Es wurden sogar linsenförmige Muscovitpartien gefunden, deren Längsrichtung natürlich $\|\sigma$ liegt, in denen aber die La-

mellierung nach der Fläche 100 $\perp \sigma$, also quer zur Längsrichtung der Linse steht.

Insgesamt macht das Gestein nicht den Eindruck, daß es aus einem Granit hervorgegangen ist. Vielmehr scheint schon primär viel Muscovit vorhanden gewesen zu sein. Es unterscheidet sich in seinem Habitus so auffällig von den Schmiedeberger Orthogneisen und hat so viele Ähnlichkeiten mit den feldspatreicheren Arten des Glimmerschiefers, daß es viel wahrscheinlicher ein Paragneis als ein Orthogneis ist. Vielleicht ist es aus einer glimmerreichen Arkose durch Krystallisationsschieferung und Druckumformung hervorgegangen. Als auffallend muß auch bemerkt werden, daß es ganz nahe an der Zone liegt, wo der Glimmerschiefer in Phyllit übergeht, also sehr gering metamorphosiert ist. Läge ein Granit dem Gestein ursprünglich zugrunde, so sollte man erwarten, daß dieser eine viel geringere Umwandlung durchgemacht hätte als die, welche von einem granitischen Tiefengestein zu einem kurzschuppigen Muscovitgneis dieser Art führt.

Ob das gesamte Kleinaupaer Gneisgebiet auch auf böhmischer Seite als Paragneis zu bezeichnen ist, kann natürlich nur durch eingehende Untersuchung festgestellt werden. Es bildet nach der Darstellung auf BEYRICH's Geologischer Karte (9) ein großes, ausgedehntes Gneismassiv und wird wahrscheinlich zu großen Teilen als Orthogneis aufzufassen sein. In der Hauptsache scheint sich aber der Gesteinscharakter in den nördlichen Teilen gleich zu bleiben. Nur am Kleinaupaer Kuhberge wurde in vereinzelten Lesesteinen ein Gneis gefunden, der sich eng an die Augengneise anschließt. Er ist entweder aus einem kleinen Stock von Intrusivgestein hervorgegangen, oder es fanden sich, was auch möglich wäre, hier in den Sedimenten vereinzelt Konglomerate von älterem granitischem Material.

Die Amphibolitlinsen in den Glimmerschiefern.

Amphibolite finden sich nur in kleinen Linsen, aber an den verschiedensten Stellen in den liegenden Teilen der Glim-

merschiefer eingelagert. Diese liegenden Amphibolite unterscheiden sich scharf von den Feldspatamphiboliten, die im hangenden Teil des Glimmerschiefers langgestreckte Einlagerungen bilden. In naher Beziehung stehen sie dagegen zu den Amphiboliten der Schmiedeberger Erzformation. Makroskopisch erscheinen sie meist als dichte schwarzgrüne, nur schwach geschieferte Gesteine, die infolge ihres auch dem bloßen Auge schon kenntlichen feinfilzigen Baues außerordentlich zäh und fest sind. Meist bestehen sie aus einem Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, Quarz und dunkelgrüner Hornblende, welches Parallelanordnung besonders der Hornblenden erkennen läßt. Magnetit fehlt niemals, meist sind die Körner von feinen Titanrändern umgeben. Sehr oft gesellt sich zur Hornblende ein tiefbrauner Biotit. Apatit, Granat und Epidot sind häufige Übergemengteile.

Ein Amphibolit, der sich bei der Jagdhütte im oberen Eulengrunde fand, zeigt im Querbruch weißliche, meist erbsengroße Linsen. Diese Linsen, die nur im angewitterten Zustand weiß, im frischen Gestein aber ziemlich dunkel grünlichgrau erscheinen, bestehen aus einem sehr feinen, auch mit starker Vergrößerung kaum auflösbaren Filz von Zoisit, Sericit, Epidot und vagabundierenden Hornblendenädelchen. Es scheinen also hier linsenförmig abgequetschte, saussuritisch umgewandelte Plagioklase vorzuliegen, die im Ursprungsgestein offenbar porphyrisch eingesprengt lagen. Der Amphibolit ist also wahrscheinlich aus einem diabasporphyritischen Gestein durch Metamorphose entstanden. Ein Gestein vom Luderfelsen zeigt derartig grobstenglige Hornblendesäulchen, daß sie schon mit bloßem Auge leicht erkennbar sind, es liegt also hier, zumal der Quarz zurücktritt und der Feldspat gänzlich fehlt, ein Strahlsteinschiefer vor. Die Zwickel zwischen den Hornblendesäulchen sind von Sericit und Quarz erfüllt. Die groben Hornblenden sind ausgesprochen schilfig. Daneben findet sich eine jüngere Generation von Amphibolkryställchen, die in feinen Nädelchen kreuz und quer den Quarz durchspießen und oft

zu wirrem Filz sich vereinigen. Magnetit enthält dieses Gestein in besonders großer Menge.

Der Amphibolit, der sich auf einer kleinen Anhöhe westlich vom Eingang des Eulengrundes findet, ist fast völlig ungeschiefert und fällt auf durch die fast haselnußgroßen Hornblendeindividuen, die in einer schwarzgrünen feinkörnigen Grundmasse von Orthoklas und kleinen Hornblenden eingebettet liegen. Die großen Hornblenden erscheinen u. d. M. typisch porphyroblastisch, daneben durchschwärmen tausende von kleinen vagabundierenden Hornblendenädelchen die Grundmasse. Lebhaft brauner, stark pleochroitischer Biotit ist massenhaft in kleinen Blättchen eingestreut. Plagioklas ist nur sehr wenig zugegen.

Wie ein schwach gestreckter Diorit erscheint dem bloßen Auge ein Gestein, das sich im Forstrevier 14 nahe südlich von den Forstbauden fand. Schon das bloße Auge erkennt hier ohne Mühe eine reichliche Beteiligung von Biotit.

U. d. M. gewahrt man eine kleinkörnige Feldspatmasse, die $\parallel\sigma$ durchwuchert ist von grüner Hornblende, braunem Biotit und vielen zackigen von Titanit umrandeten Magnetitnestern, welche offenbar durch Entmischung aus Titanomagnetit hervorgegangen sind. Die Hornblende zeigt nicht selten Zwillingsbildung nach 100. Der Biotit ist in den kleinen Täfelchen meist streng automorph, die größeren Biotite zeigen die buchtigen und löcherigen Formen porphyroblastischer Krystallbildungen. Der Feldspat ist teils Orthoklas, teils Albit, letzterer, wie die Zoisitdurchstäubung erkennen läßt, offenbar aus einem basischeren Plagioklas hervorgegangen. Bemerkenswert ist in diesem Amphibolit das Vorkommen ziemlich großer, wenn auch immer noch mikroskopischer Kryställchen von Titanit und Orthit.

Makroskopisch ähnlich, aber noch stärker gestreckt und daher gneisähnlicher ist ein Gestein vom oberen Ende des Zickzackweges im oberen Eulengrund. Man würde dieses Gestein, welches als farbigen Gemengteil nur Biotit enthält, leicht

für einen granitischen Orthogneis halten, wenn nicht ein sehr reichlicher Gehalt von Diopsid uns belehrte, daß hier ein ursprünglich hornblende- oder augitführendes Gestein vorliege, also ein dioritischer Orthogneis und damit, zumal er als ganz kleine Linse im Glimmerschiefer auftritt, ein Gestein der amphibolitischen Klasse. Bemerkenswert scheint es, daß dieses Gestein u. d. M. auch ziemlich große Körnchen von rosenrotem Granat beobachten läßt.

Erwähnt sei hier noch ein schwarzgrüner, höchst feinschuppiger, mehr plattig und schiefrig brechender Amphibolit, der eine kleine Linse im Glimmerschiefer am Fuße des Wochenbettes bildet. Er zeigt u. d. M. ein Gemenge von Quarz, Orthoklas und grobstengliger Hornblende, mit etwas Magnetit, gelegentlichen Sericitnestchen und Apatit und Granatkörnchen, die in einer außerordentlich vollkommenen Parallelstruktur miteinander verwachsen sind. Bei starker Vergrößerung gewahrt man eine Anzahl kleinster vagabundierender Hornblendenädelchen in den Quarzen und Feldspäten.

Die Kalksilikatgesteine.

Als Kalksilikatgesteine wurden diejenigen Schieferarten zusammengefaßt, die aus reinen Kalken oder aus stark kalkhaltigen Sedimenten infolge eines mehr oder weniger vollständigen Ersatzes der Calcium- und Magnesiumcarbonate durch Calcium- oder Magnesiumsilikate hervorgegangen sind.

Die weitaus häufigste Erscheinungsform dieser Gesteine ist die feinkörniger bis dichter hellgraugrüner Massen, die durch einzelne kurze, untereinander parallele Glimmerflatschen eine ganz weitläufige Flaserung erhalten. Sie haben ihr Analogon in schwach flaserigen Kalkglimmerschiefern, mit denen sie auch durch Übergänge verbunden sind.

U. d. M. bestehen sie zum größten Teile aus farblosem Diopsid, der kryptokrystalline Massen bildet, aus denen sich einzelne größere Körner hervorheben. Daneben findet sich nur wenig Quarz und Albit. Die Flasern bestehen in den schwach

gestreckten Gesteinen nur aus feinkörnig zerriebenem Diopsid, dem etwas Limonit in schmutzigen Streifen eingestreut ist. Geht die Schieferung weiter, so bilden sich in den Gleitzonen lange Sericitflasern aus, denen auch wohl etwas Biotit eingestreut ist. Zugleich wird der Diopsid mehr und mehr durch Epidot ersetzt. In gewissem Sinne liegen also hier diaphtoritische Bildungen vor, wenn man die Diopsidausscheidung im Kalk als eine etwas »tiefere« Metamorphose auffassen will. Indessen sind die Diopsidgesteine wohl nur als das Ergebnis einer statischen, unter allseitigem, aber nicht sehr hohem Druck erzeugten, rein chemischen Umsetzung aufzufassen, die Epidotsericitgesteine hingegen sind durch dynamische, mit Auswalzung verbundene Metamorphose (unter Streß) aus ihnen entstanden zu denken. Magnetit, Apatit und Granat finden sich akzessorisch in beiden Gesteinsgruppen, einmal wurde auch Orthit beobachtet. Hier und da ist die Sericitmasse zu kleinen phanerokrystallinen Muscovittafeln auskrystallisiert.

Einzelne Abarten der Kalksilikatgesteine zeigen keine Flaserung, sondern bilden dichte, strukturlose, grünlichgraue Massen. U. d. M. erkennt man jedoch auch hier meist eine deutliche Parallelstruktur, die allerdings mehr durch parallelschlierige Anhäufungen der einzelnen Mineralien als durch Parallelstellung ihrer Längsrichtungen verursacht wird. Der Mineralbestand ist derselbe.

Sehr interessant ist ein dem unbewaffneten Auge dicht erscheinendes Gestein aus der Nähe des Kalkwerkes am Roten Wege (nordwestlich von Haselbach). Dieses besteht aus abwechselnd glimmerreicheren und diopsidreicheren Lagen, was auf Umkrystallisation eines ehemaligen Kalkglimmerschiefers schließen läßt. An der Grenze der einzelnen Lagen haben Gleitbewegungen stattgefunden und der Diopsid ist zu einem $\| \sigma$ gefaserten, schmutziggrünen Hornblende- bezw. Uralitaggregat umgewandelt.

In einem nahe der Granitgrenze an der Fischbachquelle gefundenen Kalksilikatgesteine findet sich auch u. d. M. ziem-

lich groß individualisierter Titanit in buchtig und lappig ausgebildeten Körnern, die einen bei diesem Mineral sonst ungewöhnlichen Pleochroismus zwischen rötlichbraunen und gelblichbraunen Farbtönen zeigen.

Bei der kurzen Charakterisierung der Feldspatamphibolite im einleitenden Teil war schon erwähnt worden, daß diese Gesteine z. T. sehr kalkreich sind und in flaserige Kalkchloritschiefer übergehen. Es ist daher sehr erklärlich, daß auch aus ihnen Kalksilikatgesteine hervorgegangen sind und daß es Übergänge zwischen den Kalksilikatgesteinen und der hoch metamorphen Abart der Feldspatamphibolite, den Diopsidamphiboliten gibt. Diese Gesteine sind kenntlich durch das Zurücktreten des Sericites und das reichliche Auftreten von Hornblende und Chlorit. Teilweise allerdings, z. B. in einem Gestein bei Rothenzechau ist die Hornblende erst nachträglich durch Uralitisierung aus dem Diopsid hervorgegangen, wie man an der parallelen Verwachsung deutlich ersehen kann. Ein Gestein von Wüsteröhrsdorf hingegen zeigt den für die Diopsidamphibolite bezeichnenden wenig parallel struierten Hornblendefilz. Auch sind hier in der Nähe des Zentralgranites einige krystalloblastische, lappige Biotitblätter, wie man sie sonst in Biotithornfelsen findet, eingestreut.

Die Derivate kalkhaltiger Feldspatamphibolite sind wie jene gekennzeichnet durch die großen rundlichen Albitquerschnitte, die allenthalben u. d. M. im Dünnschliff hervorleuchten und die von der umgebenden Grundmasse umwebt und verkittet werden. Diese ist bald mehr amphibolitisch, bald mehr chloritisch, z. T. auch halb sericitisch und reichlich von Diopsid durchstäubt, der oft zu einheitlichen siebartig durchbrochenen Individuen zusammengewachsen ist. Farbloser Granat in geringer Menge und in winzigen Körnchen fehlt diesen Gesteinen nie. Auch Titanit in kleinen Klümpchen ist immer zu finden.

Wenn Sericit zugegen ist, sind zwischen seinen Strähnen meist auch braune Biotitblätter eingelagert. In einem Gestein

vom Kalkbruch am Roten Wege (oberhalb Haselbach) erreichen die runden Albite sogar makroskopische Ausmaße, doch werden sie selten größer als stecknadelkopfgroß.

Die Kalksteine.

Die Kalksteine finden sich, abgesehen von den der Erzformation angehörigen Kalksteinen, in der Schmiedeberger Bergfreiheitgrube in einem langen fortlaufenden Linsenzug, der am Südfuß des Röhrberges bei Wüsteröhrsdorf mit den Marmorbrüchen beginnt und sich über die Rothenzechauer Grube und das Kalkwerk südlich von diesem Ort hinzieht. Seine weitere Fortsetzung findet dieser Kalkzug auf der anderen Seite des Tales in der Kalklinse am Roten Weg (Kalkwerk Haselbach), dann in den Kalklinsen am Schmiedeberger Paß, am Molkenberg, südwestlich vom Ausgespann (Kalkwerk Hermsdorf) und am Sandberg. Jenseits der Grenze, bei Böhmisch-Albendorf, schließen sich die Linsen zu einem fortlaufenden Lager zusammen, das ungefähr parallel der Ortschaft bis zur Höhe östlich von der Maxhütte hinaufstreicht. Von einer Anzahl dieser Kalke sind Analysen, oder wenigstens Bestimmungen des Magnesiagehaltes und des unlöslichen Rückstandes bekannt und es zeigt sich sowohl für die Dolomitbildung als für die Silikatbildung eine beständige Abnahme von Nord nach Süd, die mit der Abnahme der Metamorphose der umgebenden Schiefer in engstem Zusammenhange steht.

Die südwestliche Fortsetzung des Albendorfer Kalkzuges, der Kalk von Hohenelbe, hat 98 v. H. $CaCO_3$, 1 v. H. $MgCO_3$ und 1 v. H. Rückstand, der Kalk von Städtisch-Hermsdorf hat 90 v. H. $CaCO_3$, 6 v. H. $MgCO_3$ und 4 v. H. Rückstand, der von Haselbach 56 v. H. $CaCO_3$, 39 v. H. $MgCO_3$ und 5 v. H. Rückstand und der Rothenzechauer Marmor ist ein reiner Dolomitmarmor mit 7,64 v. H. Rückstand. Der Kalk der Bergfreiheitgrube hingegen, der, wenn man ihn demselben Zuge zurechnen wollte, ungefähr in der Mitte zwischen dem Hermsdorfer und Haselbacher stehen müßte, hat bei nur 2,5 v. H.

$MgCO_3$ 5 v. H. Rückstand, offenbar liegt hier also ein geologisch völlig anderer Horizont vor.

Die Kalksteine sind meist schon für das unbewaffnete Auge, stets aber u. d. M. vollkrystallin. Die Körner sind nicht sehr verzahnt und nicht übermäßig stark verzwillingt. Im Süden sind die Kalke meist deutlich geschichtet und bestehen aus abwechselnden reinweißen und bräunlichen oder hellgrünlichgrauen Lagen. Nach Norden zu sind sie meist durch Glimmerflasern in einzelne Lagen geteilt, auch findet man immer häufiger grüngetupfte Ophicalcite. Der hoch magnesiahaltige Dolomitmarmor von Rothenzechau bildet beim Verwittern lockere zuckerkörnige Massen und zerfällt zuletzt völlig in einen mittelkörnigen Dolomitsand. Im Kalkbruch am Roten Wege und mehr noch im großen Rothenzechauer Marmorbruch finden sich sogar große, fast rein aus Magnesiasilikaten bestehende blaßbraune oder gelblichgrüne, oft glasig durchscheinende Massen. Am Rande einer solchen Magnesiasilikatmasse kommt im ersteren Bruch in kleinen Spalten ein weißer, seidenartig glänzender Serpentinasbest vor, der allerdings kaum mehr als 1 cm Faserlänge erreicht.

Nur ganz selten sind die Dünnschliffe der Kalke frei von jeglicher Silikatbeimengung. Weitaus am häufigsten sind Magnesiasilikate, die aber stets zersetzt sind und nur kleine rundliche Aggregate wirr angeordneter Blättchen hinterlassen haben, die bei aluminiumfreien Silikaten aus Antigorit, bei aluminiumhaltigen aus einem mehr oder weniger hochbasischen Chlorit bestehen.

Die gewöhnlichste Silikatausscheidung ist natürlich der Diopsid; dieser ist meist sehr hellfarbig, so daß die Gesteine, auch wenn sie fast völlig in Diopsid verwandelt sind, nur ganz blaßbraune Farben haben. Ein solches hellbraunes kryptokrystallines Gestein aus dem großen Marmorbruch ergab u. d. M. folgendes Bild: Ein mittelkörnig krystalliner Kalk ist bis fast zur Verdrängung durchsetzt von langen quergegliederten automorphen Diopsidprismen, die deutlich zu konzentrisch-strahliger

oder wenigstens garbenförmiger Anordnung neigen. Bei starker Vergrößerung (300:1) gewahrt man noch kleine Granatkörnchen und zwiebelschalig aufgebaute Chloritknötchen, die offenbar aus ihnen hervorgegangen sind. Auch die Querschnitte der Augite sind durch kleine, von Calcit erfüllte unregelmäßige Zwischenräume in einzelne Teile gegliedert, so daß also jedes Diopsidindividuum aus einer Schar kleiner unregelmäßig, aber optisch parallel dicht aneinander gelagerter Körner besteht.

Häufig findet sich auch im Kalk Muscovit eingestreut, meist in gut automorphen Blättern. Auch Magnetit kommt, allerdings nur in spärlichen und kleinen Körnchen, vor. Quarz ist überaus häufig, aber nur selten bildet er einzelne dem Kalk eingestreute Krystalle, meist ist er in kleinen, aus 10 bis 20 Individuen bestehenden Nestern vereinigt, von denen aus auch wohl kleine Quarzäderchen in das Gestein vordringen. In einem Kalkrest eines Kalksilikatgesteines von der Sandhöhe bei Jannowitz hat der Quarz das Carbonat metasomatisch verdrängt. Er ist gegen dasselbe durch eine zackige Linie abgegrenzt, umschließt auch kleine Partien von ihm und zwar haben diese isoliert im Quarz liegenden Carbonatteilchen deutliche Rhomboederform. Vielleicht bestehen diese Rhomboeder aus Dolomit und lagen ehedem in Kalkspat eingebettet, der aber später durch Quarz verdrängt wurde. Übrigens haben die metasomatischen Quarze undulöse Auslöschung. Der Gebirgsdruck hat also nach ihrer Entstehung noch fortgewirkt.

Die Quarzitschiefer.

Die Quarzitschiefer sind makroskopisch wie mikroskopisch sehr einfache wohlausgesprochene Gesteine. Sie sind weiß oder hellgraubraun und durch sericitische Lagen in ungefähr millimeterstarke höchst ebene Schieferlamellen geteilt. Bei der Verwitterung zerfallen sie in kleine scharfkantige dickplattige parallelepipedische Bruchstücke. Werden die Sericitlagen stärker und unregelmäßiger, so entstehen langflaserige, dem Glimmerschiefer und dem Phyllit nahestehende Gesteine. Solche Über-

gangsgesteine finden sich besonders an den Grenzen von Quarzit und Glimmerschiefer und beeinträchtigen dann die Möglichkeit einer genauen Kartierung. Öfters ist im Querbruch auch infolge wechselnder Beteiligung von mehr oder weniger Feldspat eine feine Lagenstruktur durch mehr graue und mehr rötliche Färbung kenntlich, die sich besonders schön ausnimmt, wenn das ganze Gestein noch, wie es oft vorkommt, in außerordentlich gleichmäßige, oft nur 5—10 mm hohe Fältchen gekräuselt ist. Dieses feingestreifte Gestein wird gelegentlich von sekundären Quarztrümern quer durchzogen, auch finden sich darin faust- bis kopfgroße linsenförmig begrenzte Aggregate von Quarz und Feldspat in richtungsloser Verwachsung und in manchen Fällen sind diese groben Quarzfeldspatknauern ihrerseits durch den fortschreitenden Schieferungsprozeß wieder gestreckt.

U. d. M. bestehen die Quarzitschiefer in ihrer normalsten Ausbildung aus einem feinkörnigen, meist stark verzahnten Quarzaggregat, dem kleine Muscovitblättchen in Schwärmen parallel der Schieferung eingestreut sind. Meist liegen die Muscovite ziemlich einzeln, bisweilen vereinigen sie sich aber auch zu fortlaufenden Häuten. Die Schwärme und Häute sind stets untereinander parallel, aber jedes einzelne Glimmerblatt ist keineswegs $\|\sigma$ angeordnet. Akzessorisch findet man Magnetit, Epidot, Zirkon, Rutil und vor allem Granat. In einem Gestein vom Hohen Berge fand sich ein solcher Granat von augenförmiger Gestalt, der innen durch Quarzeinschlüsse völlig getrübt, außen aber ganz klar ist. Hier ist offenbar ein ursprünglich als klastisches Gemengteil eingeschlossenes Granatkorn später weitergewachsen.

Ein besonders muscovitreiches Gestein kommt östlich von Rothenzechau vor. In ihm haben längs den Muscovitflasern spätere Gleitbewegungen stattgefunden, wie man aus einzelnen durch Limonit getrübten Rutschzonen in den Muscovitlagen erkennen kann. Außerdem umschließen diese Muscovitlagen lange, ideal linsenförmige Schmitzen von grobkrystallinem, reinem Quarz, die wohl erst später in Hohlräumen, die sich

bei nachträglichen Gleitbewegungen öffneten, auskrystallisiert sind.

Nahe verwandt ist ein Gestein, welches sich einen Kilometer östlich vom Röhrberg fand und bei glimmerschieferähnlichem Aussehen ganz deutliche Gerölle zwischen den Flasern führt. Die Gerölle bestehen meist, wie das Mikroskop lehrt, aus einzelnen Quarz- und Feldspatkörnern. Neben Muscovit führt dies Gestein noch etwas Klinochlor und Biotit.

Ziemlich glimmerarm ist ein gefälteltes Gestein von der Gifthütte bei den Grundhäusern. Es führt Granat in dichten Aggregaten kleiner staubfeiner Körnchen und ein Teil des Feldspates zeigt schöne Mikroklinstruktur. Das Gestein nähert sich also sehr einem Granulit, obwohl keinerlei Grund vorliegt, an seinem sedimentogenen Ursprung zu zweifeln. Ein anderes ähnliches Gestein ist so stark gefaltet, daß man die Schieferung nur erkennt, wenn man bei schwacher Vergrößerung große Teile des Dünnschliffes mit einemmal überschauen kann.

Die gequetschten Quarzfeldspatnester im Quarzit bieten natürlich einen wesentlich anderen Anblick als das umgebende Gestein. Sie erscheinen stets hochgradig kataklastisch. Der Quarz ist stark undulös, und da dazu noch jedes scheinbar einheitliche Quarzkorn aus einer Mehrzahl miteinander eng verwachsener Individuen besteht, so entstehen zwischen gekreuzten Nicols die seltsamsten Bilder.

Ein ganz eigenartiges Gestein findet sich vereinzelt zwischen echtem Quarzitschiefer bei dem kleinen Teich unterhalb des Dorfes Waltersdorf. Es ist fleischrot und sieht zunächst aus wie ein Felsit, doch sind ihm einzelne trüb durchscheinende kleine Quarzschmitzen eingestreut.

U. d. M. gewahrt man ein sehr feines Quarzfeldspatgemenge, das von Sericit unregelmäßig ungefähr $\| \sigma$ durchzogen ist. Gröberes und feineres Korn wechselt in kleinen parallelen Schlieren. Reichlich sind kleine Körnchen von Magnetit eingestreut. Größere Muscovitindividuen sind auf Kosten des Sericites entstanden und ihre Querschnitte daher von Quarz und

Feldspat durchlöchert; vielleicht liegt hier eine vom unmittelbar benachbarten Granit verursachte kontaktmetamorphe Umkrystallisation vor.

Im Anschluß sei hier noch ein vereinzeltes Vorkommen von Lagenquarzit erwähnt, welches sich allerdings viel weiter im liegenden Teil des Glimmerschiefers als sonst die Quarzitschiefer auftreten, nämlich an der neuen Waldstraße nördlich vom Kleinen Stein, findet. Es unterscheidet sich von den eben beschriebenen ganz wesentlich dadurch, daß hier Biotit der vorwaltende Glimmer ist, gegen den der Muscovit fast ganz zurücktritt. Granat findet sich in sehr bedeutender Menge, und zwar als allotriomorphe, das ganze Gestein durchsetzende Massen. Interessant ist das reichliche Auftreten winziger Säulchen von Glaukophan als Einschlüsse im Quarz. Diese Säulchen sind stets streng $\|\sigma$ gestellt.

Unter den Culmgeröllen sind Quarzite ziemlich selten, und es wurden keine Gesteinstypen gefunden, die vom normalen Quarzitschiefer abweichen und dennoch in enger petrographischer Beziehung zu ihm stehen.

Ein Quarzitgeröll von Oppau zeigt deutliche Palimpseststruktur, die jedoch auf ein grobkörnigeres Material hinweist als es dem Quarzitschiefer zugrunde liegen kann. Näher steht ihm vielleicht ein höchst feinkörniger mattgrauer Quarzit vom Vorderberg bei Städt. Hermsdorf, der aber wieder durch einen reichlichen Gehalt mikroskopisch kleiner Erzkörnchen sich von den Quarzitschieferlinsen des Glimmerschiefergebietes unterscheidet.

Die Graphitquarzite.

Die Graphitquarzite sind teils phyllitähnlich feinschiefrig, teils mehr quarzitisch lagenförmig. Erstere Arten sind mehr im Süden, letztere mehr im Norden verbreitet, doch ist diese Regel nicht ohne Ausnahme. Sie bilden stets nur ganz schmale, höchstens $^1/_4$ m starke Lagen, die sich nur selten auf größere Strecken verfolgen lassen. Der Querbruch der quarzitischen Graphitschiefer zeigt oft einen absätzigen Bau dadurch, daß

die einzelnen Lagen des Quarzites nur durch 1 mm starke und etwa 5 mm lange Linsen dargestellt werden. Mitten im schwarzen Gestein finden sich auch von Quarz erfüllte Streckrisse, die als kurze weiße Querstriche vier bis fünf Lagen durchsetzen. Das mikroskopische Bild ist ganz ähnlich wie das der vorigen Gesteinsart. Einem höchst feinkörnigen Quarzit sind feine Graphitstäubchen in dicht gedrängten Reihen eingestreut. Oft laufen diese Reihen nicht sämtlich, sondern nur gruppenweise parallel und die einzelnen Gruppen stoßen aneinander ab, so daß das Bild einer diskordanten Parallelstruktur in mikroskopischen Dimensionen entsteht. Die hauptsächlichsten Graphitstreifen bilden lang fortlaufende, die Quarzaggregate zu beiden Seiten vollkommen trennende Häute. Die Graphite bestehen aus kleinen klumpenförmigen Aggregaten winziger hexagonaler Blättchen, deren Krystallform man bei 600facher Vergrößerung eben noch erkennen kann. Akzessorisch finden sich nur einige Muscovitfetzen. An der sedimentären Entstehung der Graphitquarzite kann natürlich kein Zweifel sein. Auffällig ist die Auffindung eines Graphitquarzites, der mikroskopisch kleine Granatkörner als Übergemengteil enthält. Dieses Gestein fand sich als Geröll im Culmkonglomerat des Herrenberges.

Als Culmgeröll wurde auch ein Schiefer gefunden, der neben überwiegendem Sericit etwas Graphit in kleinen Klümpchen und Blättchen eingestreut enthält. Ein solcher graphitischer Sericitschiefer wurde im Gebiet der anstehenden Schiefer nicht wieder beobachtet.

Die Gesteine der Schmiedeberger Erzformation.

Die petrographischen Verhältnisse der Erzformation sind schon vor längerer Zeit vom Verfasser eingehend geschildert worden (1). Der Vollständigkeit halber seien hier die Ergebnisse der damaligen Untersuchungen noch einmal zusammengefaßt.

Als ursprünglichste Gesteine können der Kalkstein und

der Amphibolit aufgefaßt werden. Der Amphibolit ist meist sehr feldspatarm, führt reichlich ölgrünen Biotit und Magnetitkörnchen mit Titanitsaum (Titanomagnetit). Als besonderen Typus des Amphibolites verdient ein Diallaguralitgestein hervorgehoben zu werden, welches viel Apatit und wahrscheinlich ursprünglich auch viel Ilmenit führt, welch letzterer jetzt nur noch durch lappenförmig umgrenzte Aggregate von Magnetit mit Titanit vertreten wird. Als Extrem des Biotitreichtums finden sich amphibolführende und auch selbst amphibolfreie Biotitschiefer mit Apatit, Zoisit und Sericitausscheidungen (Feldspatresten). An der Grenze der Erzformation gegen den Glimmerschiefer kommen auch biotitführende Muscovitschiefer vor. Eine Seltenheit sind innerhalb der Erzformation die Quarzite, in deren einem seinerzeit Topas nachgewiesen wurde.

Die Kalksteine der Erzformation sind dolomitarm und ungemein stark verzwillingt. Es finden sich Kalkmassen, in denen die einzelnen Calcitindividuen eine Kantenlänge der Spaltrhomboeder bis zu 10 und 18 cm erreichen. Außerordentlich reichlich sind dem Kalkstein Silikatkörnchen eingestreut. Diese Einstreuung erfolgt meist streifenweise und zeigt durch ihren gewundenen Verlauf eine bedeutende Faltung und Zusammenstauchung der Kalksteinschichten an. Die wichtigsten Silikatausscheidungen sind neben oft kopfgroßen Granatkonkretionen Kryställchen und Körnchen von Diopsid, Magnetit, Quarz, Spinell, violblauem Flußspat (selten), Muscovit, Biotit (die Farben oft innerhalb eines Individuums von hellgrün bis tiefbraun zonar wechselnd), Kämmererit (selten). Chlorit findet sich stets in kleinen, aus vielen Blättchen zusammengesetzten rundlichen Klümpchen. In einem der silikatführenden Kalksteine wurde auch ein Skapolith (Dipyr) nachgewiesen.

Durch völlige Verdrängung des Kalksteins entstehen Diopsidfelse, Granatfelse und Epidotfelse, in denen auch neben Chlorit gelegentlich strahlige Hornblende und Vesuvian auftritt. Die grobkörnigen Kalksilikatgesteine

gleichen vollkommen den vom schwedischen Bergmann als Skarn bezeichneten Gesteinsvarietäten, besonders den Skarnen der Magnetitlagerstätten von Persberg. Sie finden sich namentlich häufig in der unmittelbaren Nachbarschaft der als Riegel bezeichneten schwebenden Pegmatitgänge.

Das technisch wichtigste Glied der Erzformation sind die Magneteisenerzlager. Sie sind grob- bis feinkörnig, zeigen aber nie rundum ausgebildete porphyroblastische Krystalle. Verunreinigt ist das Erz oft durch Calcit, meist durch Chlorit. Durch Überhandnehmen der Verunreinigungen gehen die Erze in erzführende Kalksteine und erzführende Chloritschiefer über. Auch ölgrüner Biotit und Diopsid finden sich häufig in den unreinen Erzpartien. Für den Bergmann sehr unangenehm ist eine häufiger auftretende starke Durchtrümerung der Erzmassen durch Schwefelkies und Magnetkies.

Ihrer Genesis nach ist die Erzformation ursprünglich aufzufassen als eine metamorphe Wechsellagerung von Kalksteinen und stark eisenhaltigen Diabasen und Diabastuffen. Durch chemischen Austausch ist dann vorwiegend unter dem Einfluß des Granitkontaktes die Kieselsäure in den Kalk gewandert und hat Kalksilikate gebildet. Die dadurch bedingte relative Anreicherung des Eisenmoleküles, z. T. vielleicht auch eine Eisenzufuhr aus dem Granit führte zur Bildung der Magneteisenerzlager. Von der intensiven Einwirkung des Granitmagmas sprechen neben dem Vorkommen typischer Kontaktmineralien die großen schwebenden Pegmatitgänge (»Riegel«), die die Erzlagerstätten quer durchsetzen.

Neuere Nachforschungen in der Bergfreiheit und auf den Halden haben keine wesentlichen neuen Gesteinstypen ergeben. Von Interesse ist nur ein auf der Vulkanhalde gefundenes grünlichgraues, etwas fleckig gefärbtes Gestein, in dem man hier und da einige Chloritblättchen mit der Lupe erkennt. U. d. M. entpuppt es sich als ein nephritähnlicher Filz feinster, fast farbloser Hornblendenädelchen, der von einzelnen mikroskopischen Gangtrümchen in paralleler Anordnung durchsetzt wird,

die mit Chloritblättchen erfüllt sind. Außer in den Trümern findet sich der Chlorit auch in kleinen Nestchen und vereinzelt der Gesteinsmasse eingestreut. In letzterem Falle zeigt er häufig seine sekundäre Entstehung aus Hornblende, indem er parallel den Spaltflächen in dieses Mineral hineinwuchert.

Einer eingehenderen Untersuchung wurden vor allem diejenigen Amphibolitvorkommen und ihre Begleiter unterzogen, die linsenförmig in der streichenden Fortsetzung der Erzformation mehrfach im Schmiedeberger Gneis wieder aufsetzen. Schon in der Arbeit über die Erzlager wurde ein solches Gestein, ein biotitführender Amphibolit, beschrieben. An ihn schließen sich sehr basische Biotitschiefer an. Sie sind tiefbraunschwarz, feinschuppig und führen kleine nach der Schieferung gestreckte Quarzfeldspatschmitzen in geringer Anzahl. U. d. M. erweist sich der Biotit als porphyroblastisch in skeletthaften und oft siebförmig durchlöcherten Individuen, meist ohne deutliche Parallelstellung eingestreut. Der Pleochroismus seiner Querschnitte zwischen hellblond und schwarzbraun ist außerordentlich stark. Öfters sind die Biotite zu Gruppen von drei oder vier Individuen vereinigt. Als Verwitterungsprodukt ist seinen Blättchen ein wenig Chlorit auf den Spaltflächen zwischengelagert. Die Grundmasse, in der diese Biotite liegen, ist ein feinkörniges Quarz-Orthoklas-Gemenge, das stellenweise durch Auswalzung sehr deutlich parallel struiert und dann reich an Sericit ist. In dieser Grundmasse liegen einige größere gerundete Quarze und Feldspäte, welche sich ganz wie kleine Gerölle ausnehmen. Auch die Grundmasse zeigt bei starker Vergrößerung einen ausgesprochen sedimentartigen Charakter, und in einem der Schliffe fand sich der Querschnitt eines größeren Gerölles, das aus Quarz, sericitischem Feldspat und etwas grünlichem Biotit besteht. In ziemlich beträchtlicher Menge führt die Grundmasse Magnetit, der sich bisweilen als feinster Staub auf den Spaltflächen der Biotitporphyroblasten angesiedelt hat. Granat findet sich in einem der Präparate in kleinen farblosen Körnchen massenhaft

eingestreut. Pyrit bildet plumpe rundliche Massen, die das umgebende Gestein konkretionär bezw. metasomatisch verdrängt haben und nur den Quarz unversehrt ließen, den sie jetzt in kleinen Körnchen umschließen.

Wie diese Biotitschiefer sind auch die übrigens sehr seltenen Sericitquarzite, die sich hier und da in den amphibolitischen Linsen finden, wohl als sedimentogen aufzufassen. Sie sind undeutlich parallel struiert und von hellgrünlichgelber Farbe. U. d. M. gewahrt man rundliche Quarzkörnchen, die durch feinschuppigen Sericit miteinander verkittet sind. Der Quarz zeigt viele z. T. recht große Flüssigkeitseinschlüsse. Der Sericit ist stellenweise durch Muscovit vertreten, der in zackig begrenzten Individuen randlich in den feinschuppigen Sericit übergeht. Möglich wäre es, daß hier der Muscovit das ältere Gemengteil wäre und daß der Sericit erst später unter einem starken aber mehr oberflächlichen Streß aus ihm hervorgegangen sei. Wahrscheinlicher aber ist es, daß umgekehrt der Muscovit durch krystalloblastische Neukrystallisation aus Sericit entstand, der als Zermalmungsprodukt älterer Gemengteile vorzüglich der Feldspäte sich bildete. Vereinzelt findet man in diesem Gestein auch Körnchen von Zirkon, Magnetit, Granat und Apatit.

Ein nicht gerade häufiger, aber sehr bezeichnender Typus in der Erzformation sind die Diallaguralitgesteine. Solche fanden sich auch in den isolierten Linsen mehrfach wieder, sogar noch in der nördlichsten dieser Linsen bei den Sechshäusern. Diese Gesteine bestehen in ihrer typischen Ausbildung aus groben Hornblendeindividuen, die durch einen Filz feinster Hornblendenädelchen umgeben und verkittet sind. In den groben, öfters verzwillingten Hornblenden oder in gewissen von der umgebenden Grundmasse sich unterscheidenden grobkrystallinen Hornblendeaggregaten ist ein feinkörniger Magnetit in einem sehr zarten System feiner Linien eingestreut, welches ohne weiteres an die Titaneisenerzeinstreuung in den meisten Diallagen erinnert. Neben diesen feinen Magnetitinter-

positionen findet sich auch noch grobkörniger Magnetit oft in eigenartigen skeletthaft gestalteten »celebesförmigen« Körnern. Chlorit liegt vielfach in einzelnen Nestchen im feinen Hornblendefilz. Das Gestein von den Sechshäusern enthält neben der als Diallaguralit gedeuteten eisenerzdurchstäubten Hornblende und dem feinkörnigen Hornblendefilz noch Albit und Orthoklas sowie einzelne Nester von Quarz in bienenwabenartig dicht gedrängten Körnchen. Die Nadeln des Hornblendefilzes durchspießen mehrfach die ungefärbten Gemengteile, auch finden sich augenförmige Nester dieses Filzes, die wohl als Augite aufzufassen sind, welche bei ihrer Umsetzung der entstehenden Hornblende ihre krystallographische Orientierung nicht aufzudrängen vermochten. Es liegen also hier blastische und echt uralitische Umbildungen von Augit in Hornblende nebeneinander im gleichen Gestein vor. Von einigem Interesse ist auch ein Uralit, der eine Zwillingsbildung nach $\infty P \overline{\infty}$ in der Form zeigt, daß er zwar im wesentlichen nur aus zwei durch einfache Zwillingsnaht getrennten Individuen besteht, daß aber jedes der Individuen einige kleine Einschlüsse in der krystallographischen Orientierung des anderen führt. Als seltenere akzessorische Gemengteile enthält das Gestein von den Sechshäusern noch kleine Magnetitklumpen, Titanitaggregate, Zoisit, Apatit und ein durchlöchertes, deutlich blastisch entstandenes Individuum von neugebildetem Diopsid.

Die Feldspatamphibolite.

Die Feldspatamphibolite gehören nicht dem Verbande der Amphibolite, Quarzamphibolite, Chloritgesteine usw. an, welche den hangenden, östlichen Teil der krystallinen Schieferserie ausmachen, sondern sie bilden eine Einlagerung in den Glimmerschiefern. Dennoch schließen sie sich petrographisch viel enger an die hangende Gesteinsreihe an als an die liegende. Sie sind wohl als ein vereinzelter Vorläufer jener gewaltigen diabasischen Eruptionen aufzufassen, aus denen die Hangendserie durch dynamometamorphe Umformung entstand. Es ist je-

doch nicht leicht zu entscheiden, ob in ihnen metamorphe Diabase oder metamorphe Diabastuffe vorliegen. Wahrscheinlich sind beiderlei Gesteine vorhanden gewesen. Ein basischer Diabasporphyrit, der sich als Culmgeröll fand, nähert sich sehr den feldspatreichen Feldspatamphiboliten. Andererseits läßt der große Kalkreichtum, besonders der wenig metamorphen Gesteine im Phyllitgebiet, auf schalsteinartiges Urmaterial schließen.

Nach ihrem chemischen Bestande unterscheiden sich die Feldspatamphibolite nur wenig von den normalen Amphiboliten. Es wurden zwei Proben analysiert, die folgende Zusammensetzung ergaben:

Feldspatamphibolit. Fels beim Punkte 854,6 westlich vom Ausgespann. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 3,074 (anal. Eyme).

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach Grubenmann		Koeffizienten nach Osann
SiO_2	47,82	SiO_2		S	53,96	a = 2,1
TiO_2	1,15	TiO_2	53,96	A	3,87	c = 3,1
Al_2O_3	14,73	P_2O_5		C	5,72	f = 14,8
FeO_3	4,09	Al_2O_3	9,59	M	4,59	
FeO	8,42	Fe_2O_3	11,11	F	26,86	
CaO	9,82	FeO		T	—	
MgO	6,73	CaO	10,31	K	0,88	
K_2O	0,41	MgO	11,16			
Na_2O	3,35	K_2O	0,29			
H_2O	2,73	Na_2O	3,58			
SO_3	Spur		100,00			
S	0,08	+ 2,65	$CaCO_3$			
P_2O_5	0,23	+ 0,09	FeS_2			
CO_2	0,88					
	100,44					

Kalkführender Chloritschiefer: Stbr. am Blattrand dicht westlich der Landesgrenze. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,825 (anal. Klüss).

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann	Koeffizienten nach Osann
SiO_2	34,15	SiO_2	56,11 (SiO_2, TiO_2, P_2O_3)	S 56,11	a = 3,6
TiO_2	0,78	TiO_2		A 5,66	c = 4,4
Al_2O_3	13,19	P_2O_3		C 6,83	f = 12,0
Fe_2O_3	3,21	Al_2O_3	12,49	M 0,17	
FeO	5,02	Fe_2O_3	10,62 (Fe_2O_3, FeO)	F 18,91	
CaO	20,75	FeO		T —	
MgO	3,36	CaO	7,00	K 0,84	
K_2O	0,83	MgO	8,12		
Na_2O	3,09	K_2O	0,85		
H_2O	2,54	Na_2O	4,81		
SO_3	—		100,00		
S	0,09	0,14	FeS_2		
P_2O_5	0,27	57,62	$CaCO_3$		
CO_2	13,12				
	100,40				

Die Zusammensetzung des ersten Gesteins entspricht theoretisch einem Gemenge von 2,5 v. H. Orthoklas, 51,5 v. H. Andesin (mit 56 v. H. Ab) und 46 v. H. gefärbten Gemengteilen.

Hat diese Berechnung schon für dieses Gestein nur theoretischen Wert, so erscheint sie für das andere mit 57,62 v. H. Kalkspatgehalt vollkommen wertlos, da hier offenbar starke Umsetzungen stattgefunden haben.

Die normalen kalkarmen oder kalkfreien Feldspatamphibolite, wie sie zum Beispiel durch das Gestein der ersten Analyse dargestellt werden, sind von graugrüner bis dunkelgrüner Farbe, feinschuppig bis fast dicht und zeigen auf dem Querbruch kleine weiße rundliche Feldspatquerschnitte, die selten mehr als Rübsenkorngröße erreichen. U. d. M. gewahrt man rundliche Körner von Albit und z. T. auch von Quarz, die von einer grünen im Querbruch faserig erscheinenden Masse von reinem Chlorit oder von Chlorit und Hornblende mit reichlich eingestreutem Epidot umwoben sind. Der Quarz ist wohl sekundär ausgeschieden, da er keinerlei Druckphäno-

mene zeigt. Der Albit zeigt nur z. T. eine recht grobe Zwillingslamellierung. Die Hornblendesäulchen sind meist sehr vollkommen nach der Schieferungsebene geordnet. Sie sind meist an den Enden etwas zugespitzt und zeigen in ihrem Pleochroismus eine auffallend bläulichgrüne, aber keine rein blaue Achsenfarbe nach c (Glaukophanuralit). Oft durchspießen sie die rundlichen Albitkörner, sind demnach nicht unmittelbar aus Augit hervorgegangen, sondern durch blastische Neukrystallisation eines augitischen Minerales entstanden. Die Bezeichnung Glaukophan-»Uralit« ist also für diese Hornblendesäulchen nicht ganz zutreffend. Epidot findet sich außer in kleinen Körnchen auch in einzelnen grobkrystallinen Nestern. In vereinzelten Körnern stellt sich hier und da ein farbloser oder doch ganz blasser Diopsid ein, der dann zu den besonders zu besprechenden Diopsidamphiboliten im Kontakthof des Zentralgranites überleitet. Doch findet sich dieses Mineral auch gelegentlich weit abseits von der Grenze des Kontakthofes. Kleine Klümpchen von Titanitstaub kommen hier und da vor. An druckarmen Stellen des Gesteins hat sich Calcit in kleinen Nestchen oder Chlorit in wirren schuppigen Aggregaten angesiedelt. In manchen Präparaten findet man auch Magnetit in mehr oder weniger automorphen Körnchen, die sich als sehr jugendliche Neubildung erweisen, da sie kleinere Epidotkörner umschließen. In einem Gestein bei Haselbach nimmt der Epidot so stark überhand, daß die runden Albite, die er ebenso wie die Chlorithornblendeflaser durchstäubt, fast von ihm verdrängt erscheinen. In einem Culmgeröll vom Kloseberg bei Städt. Hermsdorf ist diese Epidoteinstreuung im Feldspat in schlierigen ||σ gestreckten Streifen angehäuft; ein Beweis, daß der Albit hier als krystalloblastische Neubildung und nicht etwa als Rest ehemaliger Feldspäte des Ursprungsgesteines aufzufassen ist. In einem ähnlichen Gestein aus der Nähe des Bahnhofes Dittersbach beteiligt sich außer Epidot auch Zoisit an dieser Einstreuung.

Die kalkreichen Feldspatamphibolite sind besonders im südlichen Teil verbreitet und zeigen makroskopisch nur ausnahms-

weise die runden Albitporphyroblasten. U. d. M. ist das Bild indessen nicht viel anders als bei den vorher beschriebenen. Auch hier sind runde Albite von einer meist hornblendefreien und epidotarmen Chloritmasse umwoben. Diese Chloritalbitpartien bilden ihrerseits nur schmale Blätter, zwischen denen sich in linsenförmigen Massen Calcit angesiedelt hat. Die Grenze der Calcitlinsen ist aber nicht scharf, sondern das Carbonat durchwuchert auch reichlich die silikatischen Partien, findet sich sogar als Einschluß in den Albiten. Der Calcit ist, wie dies bei dem Calcit dynamometamorpher Gesteine fast stets der Fall ist, außerordentlich stark verzwillingt, oft nach drei einander durchkreuzenden (Rhomboederflächen entsprechenden) Systemen. Das Extrem eines kalkreichen Chloritschiefers bildet das der zweiten Analyse zugrunde liegende Gestein (mit 57,6 v. H. der Silikatmasse $CaCO_3$!) Es schließt sich aber ebenfalls eng an die Feldspatamphibolite an, indem auch hier die silikatischen Partien jene charakteristischen von Chlorit umwobenen, mit Epidot und Hornblende durchstreuten Feldspataugen führen. Allerdings sind diese Partien bis zur Unkenntlichkeit von Carbonaten durchtränkt und durchwuchert. Das Ursprungsgestein dieser kalkreichen Schiefer ist offenbar unter den mit Diabasen so oft verknüpften Kalkknotenschiefern zu suchen. Die carbonatarmen und carbonatfreien sind, wie gesagt wurde, wohl nur z. T. von Diabasen, zumeist aber von Diabastuffen und besonders Schalsteinen abzuleiten.

Eine besondere Stellung nehmen die sericitischen Feldspatchloritschiefer ein, die hier und da vereinzelt vorkommen. Sie unterscheiden sich von den echten nur dadurch, daß der die Feldspäte umwebende Chlorit hier ganz oder zum größten Teil von Sericit vertreten wird. Es fehlt hier auch die Durchstreuung mit Epidot, dafür aber ist den runden Feldspataugen feiner Magnetitstaub streifenweise eingestreut. Höchst auffälligerweise liegen diese Streifen nicht mehr $\parallel \sigma$, sind auch nicht etwa in allen Feldspäten gleichgerichtet, was durch eine zur Schieferung transversal verlaufende alte Schichtung schließen ließe. Die schwarzen Magnetitstriche liegen viel-

mehr in jedem Feldspat etwas anders und die einfachste Erklärung des Phänomens ist die, daß die runden, im Querschnitt augenförmigen, im Raume spindelförmigen Feldspäte beim späteren Auswalzungsprozeß zwischen den Sericitflasern wie zwischen Nudelhölzern ein wenig um ihre Längsachse gedreht wurden (Taf. III Fig. 3). Bezeichnenderweise tritt in diesen sericitischen Feldspatchloritschiefern auch etwas Granat auf. Bemerkenswert ist der Feldspatchloritschiefer vom Großen Stein bei Haselbach, der auch viel Sericit bezw. feinblätterigen Muscovit enthält, in dem jedoch der Feldspat die weitaus überwiegende Hauptmasse des Gesteines ausmacht. Hier sind öfters Muscovitblätter mit Chloritblättern in paralleler Lagerung verwachsen und ein solches aus fast regelmäßig abwechselnden Lagen von Chlorit und Muscovit bestehendes Aggregat fand sich auch als Einschluß rings von einem Albitindividuum umschlossen, ein neuer Beweis für die rein krystalloblastische Natur des Feldspates. Der Feldspatchloritschiefer wie der Feldspatamphibolit treten gern über die Umgebung in Form kleiner Felsköpfe hervor, die aus einzelnen 20—30 cm starken, senkrecht stehenden Gesteinsplatten bestehen. Diese Platten haben nicht selten, besonders im Feldspatchloritschiefer, bedeutende Größe, und erreichen Dimensionen von 2×1,5 m. In der Gegend von Kunzendorf werden sie oft als Brückenplatten oder zur Pflasterung der Bauernhöfe verwendet.

Culmgerölle, die auf die Entstehung der Feldspatamphibolite und Feldspatchloritschiefer einiges Licht werfen könnten, dadurch, daß sie petrographisch ähnlich, aber weniger metamorph sind, wurden nur wenig gefunden. Es kommen hier in Frage einige sehr chloritreiche Diabasporphyrite und einige Gerölle von Kalkknotenschiefern. Von den ersteren zeigt der eine große, genau wie in den Feldspatamphiboliten, von Chloritflasern umwebte Feldspäte. Diese aber sind hier rechteckig und erweisen sich als Palimpsestbildungen, als porphyrische Einsprenglinge des Ursprungsgesteines, wodurch sie in scharfem Gegensatz zu den blastischen Albiten der echten Feldspatamphibolite stehen. Es wäre ja nun möglich, daß

die blastischen Albite an den von den ursprünglichen Feldspäten früher eingenommenen Stellen sich entwickelt hätten, aber ein gleichzeitiges reichliches Auftreten von Zoisit in diesem Culmgeröll schließt es so eng an die Diabasporphyrite des östlichen Amphibolitgebietes an (siehe Kap. »Amphibolite«), daß sehr wohl auch derartige Gesteine vorliegen könnten.

Die Kalkknotenschiefer bergen in einer feinkörnig schuppigen, chloritreichen Grundmasse dicht gescharte Linsen von Calcit. Diese Linsen enthalten auch großkrystallinen Albit, sowie stengligen von den Rändern der Linse her büschelförmig vordringenden Quarz. Es ist sehr wahrscheinlich, daß in diesen Calcitlinsen mandelförmige Gasblasen eines ursprünglichen Eruptivgesteins vorliegen. Dies wird um so wahrscheinlicher, als auch die umgebenden Grundmassen oft langrechteckige, nach einer Richtung gestreckte verwitterte Feldspatreste aufweist, so daß sie im Gesamtbild sehr an eine Eruptivgesteinsmasse erinnert, die durch Parallelstellung schmaler Plagioklasleisten Fluidalstruktur erkennen läßt. Auch das Vorkommen von viel mit Titanitstaub vergesellschafteten Magnetitkörnern spricht mehr für ausgewalzte Mandelsteindiabase als für Flaserkalke mit reichlichen Schieferzwischenlagen.

Die Diopsidamphibolite.

Die als Diopsidamphibolit bezeichneten Gesteine bilden die streichende Fortsetzung der als Feldspatamphibolit bezeichneten. Sie treten in typischer Ausbildung nur im nördlichen Teile des untersuchten Gebietes, besonders also auf Blatt Kupferberg auf, und sind vielleicht als kontaktmetamorphe Facies der Feldspatamphibolite aufzufassen, obwohl sie ziemlich weit abseits vom Granit noch vorkommen in Gebieten, wo eine kontaktmetamorphe Umwandlung des begleitenden Glimmerschiefers nicht mehr nachweisbar ist. Sie bilden ein leicht kenntliches Gestein, welches vom Kupferberger Bergmann wegen seiner bläulichgrünen Farbe Blauwacke genannt und seiner Härte wegen gefürchtet wird. In seiner typischen Ausbildung findet man das Gestein überall in großen Blöcken an den Wegerändern, da es

infolge seiner geringen Verwitterbarkeit feste Gesteinsstücke im Ackerboden bildet, die aus dem Acker ausgelesen werden müssen. In der dichten, dunkelbläulichgrünen bis dunkelolivgrünen Masse ziehen sich helle grünlichweiße Schlieren von $^1/_2$—3 mm Dicke in paralleler Anordnung hin, und bezeichnen mehr als die sehr geringe Parallelspaltbarkeit die Richtung der Schieferung. Fehlen die hellen Schlieren, so sieht das grünschwarze dichte Gestein fast wie ein Basalt oder Melaphyr aus, doch erkennt man meist noch eine gewisse der Schiefernatur entsprechende feinschuppige Struktur. Nahe der innersudetischen Hauptverwerfung nimmt das Gestein oft eine später erworbene, diaphtoritische Schieferung an, die natürlich dem Streichen der Verwerfung parallel läuft und Gesteinstypen erzeugt, die dem Grünschiefer recht ähnlich sein können. Sie bleibt aber stets nur auf einzelne schmale Zonen beschränkt, wie die Aufschlüsse im großen Bahneinschnitt in der Boberschlinge beweisen. Recht deutlich erkennt man die transversale Natur dieser sekundären Schieferung am Anschnitt der Straße dicht nördlich von der Adlergrube.

U. d. M. gewahrt man, daß die dunkle Gesteinsmasse wesentlich aus Feldspat und Hornblende in ungefähr $\|\sigma$ gestreckten, oft aber auch verfilzten Säulchen besteht, während sich die helleren Schlieren aus Feldspat und Diopsid in vollkommen richtungslos körnigem Aufbau zusammensetzen. Der Feldspat ist auch hier ein Albit mit meist nur geringer Zwillingslamellierung. Sehr häufig findet man einfache Zwillingskrystalle, denen in der Nähe der Zwillingsnaht einige alternierende Lamellen eingeschaltet sind. Ihre rein blastische Natur erweist sich durch die zahllosen von ihnen umschlossenen Mikrolithen von Hornblende und Diopsid.

Erstere zeigt einen Pleochroismus von tiefgrün, gelbgrün und lauchgrün. Die Säulchen sind meist zu Büscheln und Garben, deren Hauptlängsrichtung $\|\sigma$ verläuft, vereinigt. Der Diopsid ist ganz blaßgrün bis völlig farblos (Salit) und bildet in den hellen Schlieren grobkrystalline rein allotriomorphe Körner. Einzelne kleine Diopsidkörnchen sind meist auch dem Horn-

blendefilz eingestreut. Sie zeigen meist lebhaft gelbe und rote, selten anormale intensiv stahlblaue Polarisationsfarben; letztere Erscheinung bildet in einem Gestein von Adlersruh die Regel, und deutet wohl auf eine etwas abweichende chemische Zusammensetzung hin.

Quarz findet sich hier und da ein wenig zwischen den Feldspäten ausgeschieden, Chlorit und Epidot als Produkte einer beginnenden Zersetzung liegen zwischen den Hornblendebüscheln. Dem Bestande des ursprünglichen, vormetamorphen Gesteins gehören vereinzelte Apatitkörnchen an. Auch der Magnetit, der stellenweise Aggregate kleiner, wenig scharf ausgebildeter Krystalle bildet, dürfte dem Ursprungsgestein angehört haben. Kleine ||σ gestreckte Schlieren von Titanitstaub, die sich in seiner Nähe finden, deuten auf Titangehalt des ursprünglichen Magnetites hin. Pyrit und Magnetopyrit finden sich bisweilen in Nestchen und Kryställchen. Die Analyse eines Diopsidamphibolites mit fast gar keinen weißlichen Schlieren, also eine etwas basische Abart, ergab folgende Werte:

Diopsidamphibolit am Kunstgraben bei Adlersruh. Bl. Kupferberg. Spez. Gew. 3,079, anal. EYME.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	45,41	SiO_2 TiO_2 P_2O_5	49,41	S	49,41	a = 1,0
TiO_2	1,02			A	2,12	c = 3,6
Al_2O_3	15,18			C	7,41	f = 15,4
Fe_2O_3	3,99	Al_2O_3	9,53	F	31,53	
FeO	9,08	Fe_2O_3 FeO	11,26	T	—	
CaO	15,04			K	0,8	
MgO	6,55	CaO	17,20			
K_2O	0,39	MgO	10,48			
Na_2O	1,80	K_2O	0,26			
H_2O	1,25	Na_2O	1,86			
CO_2	—		100,00			
SO_3	—					
S	0,13					
P_2O_5	0,28					
	100,12					

Das Gestein ist also sehr basisch. Aus der Analyse lassen sich theoretisch 53,40 v. H. femischer Gemengteile berechnen. In Wirklichkeit ist der Prozentsatz aber noch größer; denn an Plagioklasmolekülen sind 14,88 v. H. Albit und 29,64 Anorthit vorhanden; da aber zum mindesten die größeren hervortretenden Feldspäte Albit sind, so muß neben den reichlich eingestreuten Zoisit- und Epidotkörnchen wohl auch in der Hornblende viel Alumosilikat vorhanden sein. Das vormetamorphe Ursprungsgestein allerdings kann sehr wohl den theoretisch berechenbaren Labradorplagioklas mit 33 v. H. Ab enthalten haben. Orthoklas sind nur 2,08 v. H., freie Kieselsäure fehlt.

Solche Gesteine ohne weißliche Schlieren gleichen natürlich in ihrer Gesamtmasse dem Albit-Hornblendeaggregat und führen, wie dieses, nur ganz wenige, vereinzelte und kleine Diopsidkörnchen. In einem Gestein vom Rohnau-Röhrsdorfer Paß sind den Feldspäten statt der üblichen Epidotkörner kleine Zoisitmikrolithen eingestreut.

Eine Gruppe von Diopsidamphiboliten zeichnet sich durch hohe Basizität aus. Sie sind nicht nur frei von den weißlichen Schlieren, sondern auch feldspatarm und magnetitreich. Sie sehen dann dem feinkörnigen Amphibolit des Glashügels und Vogelsberges im Schliffe oft recht ähnlich, zumal, wenn sie fast oder vollkommen frei von Diopsid sind.

Als rein örtliche, nach der Schieferung erst entstandene Mineralausscheidung ist wohl eine 8—10 mm starke linsenförmige Ausscheidung von Hornblende aufzufassen, die sich in einem Diopsidamphibolit nördlich von der Bergmühle, also nahe an der Hauptverwerfung fand. Diese neugebildete Hornblende hat auch eine ausgesprochen bläulichgrüne Achsenfarbe der c-Achse.

Ein eigenartiges Gestein, welches dem unbewaffneten Auge ungefähr dasselbe Bild bietet, wie man es sonst nur u. d. M. gewahrt, wurde als Seltenheit südlich von Wüsteröhrsdorf ge-

funden. Es zeigt in dunkelgrüner aus dichtem Hornblendefilz bestehender Grundmasse hanfkorngroße weißliche Flecke von hellen mit mikroskopischen Einschlüssen stark durchsetzten Albiten. Feine Diopsidkörnchen sind dem Hornblendefilz eingestreut, auch finden sich einige gröbere Augitkörner und diese zeigen sich z. T. mit uralitischem Amphibol verwachsen. Die Hauptmasse der Hornblende ist jedoch sicher krystalloblastischer und nicht uralitischer Entstehung.

B. Gruppe des Amphibolites.

Die Amphibolite.

Den Amphibolit im engeren Sinne des Wortes bilden jene dunkelgrünen Gesteine, welche sich im Hangenden der Glimmerschiefer, nur zum Teil durch Gneisintrusionen von ihnen getrennt, einstellen und von der Brandlehne über die Scheibe bis gegen den Plissenberg hinstreichen, dann als linsenförmige Einlagerungen im Gneis den Glashügel und den Dürrberg aufbauen und zuletzt vom Vogelsberg aus sich über den Wolfsberg in jene schmalen Amphibolitstreifen fortsetzen, die in der Gegend von Wüsteröhrsdorf den dichten Chloritquarziten eingelagert sind, und die wegen ihres besonders feinen Kornes als dichte Abart der Amphibolite bezeichnet werden können. Die Amphibolite des Glashügels sowohl als die des Vogelsberges werden in großen Steinbrüchen abgebaut, und infolge ihrer zähen Festigkeit und ihres kleinstückigen Zerfalles als Schottermaterial für die Landstraße Schmiedeberg—Landeshut verwendet. Von dem Material beider Steinbrüche wurden im chemischen Laboratorium der Kgl. Geol. Landesanstalt durch Herrn Chemiker Dr. Eyme Analysen angefertigt und hatten sehr nahe übereinstimmende Ergebnisse.

Amphibolit. Steinbruch am Glashügel bei Dittersbach. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,990.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		nach Osann
SiO_2	48,94	SiO_2		S	54,23	a = 2,8
TiO_2	0,98	TiO_2	54,23	A	5,19	c = 2,5
Al_2O_3	15,04	P_2O_5		C	4,45	f = 14,7
Fe_2O_3	4,73	Al_2O_3	9,64	M	5,12	
FeO	8,12	Fe_2O_3	11,05	F	26,49	
CaO	8,28	FeO		T	—	
MgO	6,32	CaO	9,57	K	0,82	
K_2O	0,54	MgO	10,32			
Na_2O	4,57	K_2O	0,37			
H_2O	2,08	Na_2O	4,82			
SO_3	Spur		100,00			
S	0,37	+ 0,38 FeS_2				
P_2O_5	0,26	+ 0,18 $CaCO_3$				
CO_2	0,06					
	100,29					

Amphibolit. Steinbruch am Vogelsberg bei Haselbach. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,968.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		nach Osann
SiO_2	49,29	SiO_2		S	55,80	a = 2,8
TiO_2	1,42	TiO_2	55,80	A	4,93	c = 2,4
Al_2O_3	14,09	P_2O_5		C	4,23	f = 14,8
Fe_2O_3	4,30	Al_2O_3	9,16	M	4,40	
FeO	8,94	Fe_2O_3	11,79	F	25,88	
CaO	8,26	FeO		T	—	
MgO	5,84	CaO	8,63	K	0,87	
K_2O	0,85	MgO	9,69			
Na_2O	4,04	K_2O	0,60			
H_2O	2,43	Na_2O	4,82			
SO_3	Spur		100,00			
S	0,05	+ 0,05 FeS_2				
P_2O_5	0,21	+ 2,32 $CaCO_3$				
CO_2	0,77					
	100,49					

Wie aus diesen Analysen hervorgeht, entspricht das Gestein ungefähr einem Gemenge von 4 v. H. Orthoklas, 54 v. H. Andesin (mit 65 v. H. Albitmolekül) und 42 v. H. gefärbten Gemengteilen.

Der Typus des normalen Amphibolites, wie er diesen Analysen zugrunde liegt, ist ein dunkelgraugrünes feinkörniges Gestein mit meist wenig ausgeprägter Schieferung, einem splittrigen Bruch und einem durch zahllose, kreuz und quer hindurchziehende Klüfte bedingten Zerfall in kleine scharfeckige polyedrische Stücke. Wegen der grünlichgrauen Trübung der Feldspäte unterscheiden sich beim Betrachten mit der Lupe die farblosen und farbigen Gemengteile nicht sehr deutlich voneinander, so daß die gleichkörnige bis ophitische Struktur einen unklaren, verwaschenen Eindruck macht. U. d. M. tritt das Diabasähnliche der Struktur viel deutlicher hervor. Große Plagioklase (Labradore mit einer bis 23 v. H. steigenden Auslöschungsschiefe symmetrischer Schnitte) sind wie zerhackt durch kreuz und quer liegende automorphe Hornblenden. Die Hornblenden lösen sich an ihren Säulenenden in Fransen feiner Nädelchen auf, die in die Plagioklase hineinspießen. Sie zeigen einen Pleochroismus zwischen a : ölgrün, b : gelbgrün, c : saftgrün. Man kann eine ältere, große, randlich ausgefranste Generation von einer jüngeren, feinfaserig-filzige Nester bildenden unterscheiden. Neben dem stark verzwillingten basischen Plagioklas findet sich unverzwillingter Albit und Orthoklas. Quarz fehlt gänzlich, oder, wo er zugegen ist, ist er sicher sekundär. Kleine Epidotkörnchen durchstäuben das Gestein allenthalben. Magnetitkrystalle sind meist von feinen Titanitkränzen umgeben, Apatit zeigt sich hier und da. Öfters findet man ein kleines Calcitnest, welches zwar meist ganz bizarre, an das Wurzelgeflecht eines Baumes erinnernde Gestalt hat, aber dennoch krystallographisch aus einem einheitlichen Individuum besteht. Bezeichnend sind kleine, 1—2 mm starke Gangtrümchen, die sich makroskopisch kaum vom umgebenden Gestein unterscheiden, mikroskopisch aber sich als ein ziemlich großkrystallines, regelloses Gemenge von Albit, Calcit und sekundärer Hornblende erweisen.

Diese nur wenig schiefrigen Gesteine sind so wenig umgewandelt, daß man sie ebensogut als Epidiabase wie als Amphibolite bezeichnen könnte, denn daran, daß die großen Hornblenden durch einen Uralitisierungsprozeß aus Augiten hervorgegangen sind, ist ihrer ganzen Erscheinungsart nach nicht zu zweifeln.

Manche Amphibolite, z. B. am Plissenberg wurden solche gefunden, zeigen bis Erbsengröße erreichende Hornblendeeinsprenglinge, die so dicht gedrängt liegen, daß zwischen ihnen die feinkörnige Grundmasse nur ein ziemlich spärliches Bindemittel darstellt. Ein ganz analoger Amphibolit fand sich als Culmgeröll. In ihm sind aber die großen Einsprenglinge noch als Augit teilweise erhalten und nur randlich in Hornblende beziehentlich Uralit übergegangen, und in einem anderen, ganz ähnlich aussehenden Gestein zeigt dieser Uralit in seiner Achsenfarbe für einen ||c schwingenden Strahl ein charakteristisches trübes Blau, so daß also die als Glaukophanuralit bezeichnete Abart vorliegt. Ähnliche blaue Farbtöne zeigen übrigens auch im normalen Amphibolit häufig die kleinen neugebildeten in der Grundmasse verteilten Hornblendesäulchen.

Alle diese Gesteine, in denen die Augite bezw. Hornblenden so dicht gedrängt liegen, daß die übrige Gesteinsmasse sozusagen nur ein Bindemittel zwischen ihnen bildet, müssen natürlich auf pyroxenitische Varietäten der ursprünglichen Diabasergüsse zurückgeführt werden.

Hanfkorngroße Epidotaugen, die sich in manchen feinkörnigen Amphiboliten finden, mögen wohl die Ausfüllungen ursprünglicher Gasblasen im Gestein sein, also auf Diabasmandelsteine hinweisen. Nur so läßt es sich erklären, wenn der Epidot in Form eines vom Rande des Auges ausstrahlenden konzentrischen Prismenbüschels auskrystallisiert ist.

Neben den körnigen Amphiboliten gibt es natürlich auch viel, ja fast überwiegend solche, an welchen eine Schieferung mehr oder weniger deutlich erkennbar ist. Hand in Hand mit der zunehmenden Schieferung geht dann meist eine zunehmende chemische Umwandlung. Die Hornblende wird durch längliche Flasern von Chlorit mit eingestreuten Epidotkörnern ersetzt.

Der Albit nimmt an Menge zu und versteckt sich nicht mehr allein in der Grundmasse, sondern er bildet größere, z. T. porphyroblastische Individuen, die oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die unzersetzte Hornblende wird immer schilfiger und faseriger, lange zarte Hornblendespieße durchdringen die Albite. Titanit und Magnetitstaub bilden lange ||σ sich hinziehende unregelmäßige Wülste und der Epidot konzentriert sich oft zu Nestern und linsenförmigen, von der Schieferung umschmiegten Augen, in denen vielleicht auch hier abgequetschte Mandelsteingeoden vorliegen.

Es läßt sich nachweisen, daß neben den normalen Diabasen, den Pyroxenitdiabasen und den Mandelsteindiabasen auch Diabasporphyrite an den Ergüssen beteiligt waren. Im Schiefergebiet sind sie allerdings nur ganz außerordentlich selten noch erhalten (nur am Nordfuß des Plissenberges wurden vereinzelte Bruchstücke gefunden). Unter den Culmgeröllen wurden indessen eine ganze Anzahl verschiedener Exemplare dieses Gesteines beobachtet, besonders im Nordteil des Blattes Schmiedeberg, also in der Schreibendorfer Flur.

Die besterhaltenen Stücke zeigen eine überaus feinkörnige, fast dichte Grundmasse, in der leistenförmige Plagioklaseinsprenglinge von 1—2 mm Dicke und 3—6 mm Länge eingebettet liegen. U. d. M. ist die ophitische Struktur der Grundmasse noch sehr deutlich sichtbar, die Feldspäte sind aber in allen diesen Gesteinen fast vollkommen zu Zoisitaggregaten umgesetzt, die durch eine Albitgrundmasse zusammengehalten werden. Das Plagioklasmolekül ist also vollständig entmischt. Die Stelle der ehemaligen Augite wird durch feinfaserigen Uralitfilz eingenommen. Titanit findet sich sowohl in groben Körnern (primär ausgeschieden) als auch in unregelmäßigen mit Magnetitstaub durchtränkten Klumpen (sekundär aus Ilmenit oder Titanomagnetit entstanden). Der Uralit zeigt oft ausgesprochen bläulichgrüne Farbtöne, ist aber dennoch zu grün, um ihn als Glaukophanuralit zu bezeichnen. Nur selten kann man noch an weniger zersetzten Feldspäten die ursprüngliche Natur des Plagioklases (Andesin) erkennen.

Wenn die Diabasporphyrite eine geringe meist mehr im Handstück als im Schliff sichtbare Schieferung erleiden, so nimmt die Grundmasse eine feinschuppige Struktur an, die, wie man u. d. M. beobachten kann, durch reichliche Chloritausscheidung verursacht wird. Auch Muscovit pflegt sich in den Schliffen solcher Gesteine einzufinden und beweist uns, daß ein geringer Kaligehalt im ursprünglichen Gestein vorhanden gewesen sein muß.

Geht der Schieferungsprozeß weiter, so werden die ehemaligen Plagioklase (Albit-Zoisit-Aggregate) zu linsenförmigen Massen abgequetscht und die Titanitklumpen wie im gewöhnlichen Amphibolit zu langen Würsten ausgezogen. Auffällig erscheint in einem der Schliffe ein Plagioklasrest, der nur auf einer Seite zu einer Spitze ausgezogen ist, auf der anderen aber durch ein Quarzhornblendeaggregat zur Linsenform ergänzt wird. Offenbar waren hier bei der Auswalzung zwei kleine dreieckige Hohlräume dadurch entstanden, daß der Feldspat die umschmiegenden Flasern wie ein Sperrhölzchen auseinander hielt. Einer dieser Hohlräume füllte sich durch Auskrystallisation von sekundären Quarzen und Hornblenden, der andere dadurch, daß der Feldspat zerquetscht wurde und ihn mit seinen Trümmern erfüllte.

Die zwei schmalen Streifen von Amphibolit, welche im nördlichen Gebiet bei Wüsteröhrsdorf und Rohnau dem Quarzchloritgestein eingelagert sind, wurden auf Bl. Kupferberg der geologischen Spezialkarte als dichte Amphibolite bezeichnet (im Gegensatz zu den diopsidführenden, die sich weiter im Liegenden finden). Diese d i c h t e n A m p h i b o l i t e bilden die Fortsetzung der auf Blatt Schmiedeberg als Amphibolite schlechthin bezeichneten Gesteine. In der Tat sind sie von ihnen makroskopisch und mikroskopisch nur sehr wenig verschieden. Vor allem zeichnen sie sich durch ein besonders feines Korn aus, auch die Schieferung ist meist mehr ausgesprochen und beherrscht dem feineren Korn entsprechend das mikroskopische Strukturbild in höherem Maße. Die Grundmasse, in der sekundärer Quarz eine bedeutende Rolle spielt, ist von Horn-

blendenädelchen in streng paralleler Anordnung durchzogen und zwischen den Hornblenden haben sich Chloritblättchen in reicher Menge, natürlich auch ||$\mathfrak{a}$, angesetzt. Epidot ist wieder reichlich eingestreut und mag durch Aufspaltung des Plagioklases (Nebenprodukt sekundärer Albit) und der Hornblende (Nebenprodukt Chlorit) entstanden sein. In einem der Gesteine, welches sich schon dem bloßen Auge durch seine leberbraune Farbe als etwas abweichend dokumentiert, ist der bei den Biotitschiefern näher zu beschreibende, lebhaft braune Biotit vorhanden. Hier ist dann in den Feldspäten statt des Epidots ein Zoisit gebildet worden.

Ein anderes Gestein besteht fast nur aus einer äußerst feinkörnigen, kaum merklich gestreckten Masse von Albit, Epidot, Chlorit und Quarz. Es erscheint dem bloßen Auge dunkelgrüngrau und basaltähnlich dicht.

Die Felsen am Nordhange des Tales unterhalb der Rothenzechauer Arsenikhütte sind ebenfalls feinschuppig und sehr undeutlich gestreckt. Das Mikroskop enthüllt aber in ihnen eine große Anzahl kleiner Kalknestchen, die teils aus einzelnen Individuen, teils aus Aggregaten von 10—12 Calcitkrystallen bestehen. Als silikatische Umbildung solcher Nester sind wohl große plumpe Epidotkörner und dichtgepackte Epidotaggregate aufzufassen. Sehr bezeichnenderweise besteht die Hornblende dieses Gesteines aus einem nur wenig gefärbten Tremolit, dessen Auslöschungsschiefe in den verschiedenen Schnitten 10^0 nicht übersteigt.

Die Amphibolite, welche fast überall im östlichen Teile des krystallinen Schiefergebietes mit Graniten und Gneisen in Wechsellagerung sich finden, unterscheiden sich nicht von den unmittelbar westlich angrenzenden nicht injizierten Gesteinen. So wie man aber auch hier Amphibolite, Quarzamphibolite und Quarzchloritgesteine unterscheiden kann, so sind auch im Injektionsgebiet verschiedene Grade der Verquarzung und der Chloritisierung vorhanden. Nahe östlich von der Gustavgrube z. B. ist der Amphibolit ein ganz normales Hornblende-Plagio-

klasgestein von ziemlich grobem Korn und einer mehr kurzflaserigen als schiefrigen Textur. Nur das Erz ist zu Titanit-Magnetitschlieren umgesetzt. Daß die Hornblende nicht das ursprünglich magmatisch ausgeschiedene Mineral, sondern eine bei der Schieferung entstandene Neubildung ist, beweist das Eindringen feiner Hornblendespieße in die Feldspäte. Die Produkte der chemischen Aufspaltung (Chlorit und Epidot), die offenbar analog der Sericitbildung in Orthoklasgesteinen mehr durch die mechanische Auswalzung als durch die Neukrystallisation unter Druck eingeleitet wird, sind nur spärlich.

Ein ganz in der Nähe geschlagenes Handstück zeigt viel deutlichere Schieferung und dementsprechend vielmehr Chlorit (Pennin), in dessen Flasern die Hornblende nur noch als kleine Reste vorhanden ist. Epidot ist dementsprechend reichlicher. Indessen ist der ursprüngliche titanhaltige Magnetit nur wenig unter Bildung von Titanitkränzen zersetzt.

Der Amphibolit des Pfaffensteins hingegen zeigt trotz seiner dunkelgrünen Farbe eine sehr weitgehende Chloritisierung. Schon sein feinschiefriger, phyllitartiger Habitus spricht sehr für starke Auswalzung. Zum guten Teil ist er allerdings auch durch eine besonders kleinkörnige und vielleicht auch fluidale Struktur des ursprünglichen diabasischen Gesteins bedingt, denn er besteht, wie das Mikroskop lehrt, aus einer ophitischen bis parallel gestreckten Aggregation kleiner leistenförmiger Plagioklase in grünlicher melanokrater Grundmasse, die jetzt allerdings lediglich aus Chlorit und Epidot besteht. Interessant sind automorphe Kieskryställchen, welche vereinzelt im Gestein liegen und durch ein angewachsenes, später entstandenes Quarzchloritaggregat zu Linsenformen ergänzt sind.

Die Quarzamphibolite.

Unter dem Namen Quarzamphibolit wurden diejenigen Gesteine zusammengefaßt, die dem östlichen der beiden Amphibolitstreifen des Blattes Schmiedeberg angehören und einen deutlich amphibolitischen Charakter haben. Wie schon früher

erwähnt wurde, ist dieser östliche Streifen aus Quarzamphiboliten und Quarzchloritgesteinen zusammengesetzt, er zeigt also im ganzen saurere und stärker chemisch umgesetzte Gesteine als der westliche. Da aber als Quarzamphibolite gerade die basischeren und weniger umgesetzten Gesteine dieses Streifens bezeichnet sind, so ist es kein Wunder, wenn sie sich von den Amphiboliten des westlichen Streifens nur unwesentlich unterscheiden und durch Übergänge mit ihnen verbunden sind.

Die Geringfügigkeit des Unterschiedes macht sich auch in der Analyse geltend, deren Ergebnisse sich ganz eng an diejenigen von westlichen Amphiboliten anschließen. Bezeichnend ist nur der höhere Orthoklasgehalt und der etwas geringere Gehalt an Plagioklas und gefärbten Gemengteilen. Freier Quarz ist aus der Analyse nicht zu errechnen, der im Dünnschliff sichtbare Quarz ist also zum mindesten für dasjenige Gesteinsvorkommen, von dem die Analyse genommen wurde, sekundärer Natur und durch eine Aufspaltung des Andesinmoleküls in Albit, Epidot und Quarz zu erklären.

A m p h i b o l i t. Steinbruch im Beckengrunde bei Klette. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,965 (anal. Klüss).

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		Koeffizienten nach Osann
SiO_2	50,68	SiO_2 }		S	56,66	a = 2,9
TiO_2	0,87	TiO_2 }	56,66	A	4,70	c = 3,4
Al_2O_3	15,98	P_2O_5 }		C	5,67	f = 13,7
Fe_2O_3	4,19	Al_2O_3	10,37	M	2,81	
FeO	7,31	Fe_2O_3 }	10,16	F	22,60	
CaO	7,18	FeO }		T	—	
MgO	5,82	CaO	8,48	K	0,91	
K_2O	1,66	MgO	9,63			
Na_2O	3,31	K_2O	1,17			
H_2O	3,16	Na_2O	3,53			
SO_3	Spur		100,00			
S	0,04					
P_2O_5	0,09					
	100,29					

Die Zusammensetzung entspricht einem Gestein von 9 v. H. Orthoklas, 51 v. H. Andesin (mit 55 v. H. Albitmolekül) und 40 v. H. gefärbten Gemengteilen.

Die obige Analyse stammt von einem der basischsten Gesteine des Gebietes, welches auch makroskopisch und mikroskopisch den Amphiboliten der westlichen Zone besonders nahe steht. Das Gestein ist dunkelgraugrün, von äußerst feinem, erst mit starker Lupe sichtbarem Korn und muschligem bis splitterigem Bruch. U. d. M. gewahrt man ein verworrenes, nur leicht gestrecktes Gewirr von Hornblendenädelchen und Epidotstäubchen, das von einem farblosen Gemenge von Albit, Orthoklas und etwas Quarz durchtränkt wird. In dieser Grundmasse liegen Hornblenden, die sich durch ihre mangelnde krystallographische Begrenzung als Reste von femischen Gemengteilen des unveränderten Gesteines kundgeben. Nur hier und da lassen schärfer begrenzte Formen eine porphyroblastische Neukrystallisation von Hornblendemasse vermuten. Zwillingsbildung ist selten und kommt nur an den krystallographisch schlecht begrenzten Hornblenden vor. Kleine Magnetit-Titanit-Aggregate verraten durch ihre lappigen Formen, daß sie aus Ilmenit hervorgegangen sind.

Ein anderes etwas großkörnigeres und deutlich gestrecktes Gestein (aus dem obersten Teil des Hellengrundes) zeigt die interessante Eigenschaft, daß sich die kleinen Hornblendesäulchen der Grundmasse an die großen Hornblendereste in paralleler krystallographischer Anordnung anlagern, ohne jedoch mit ihnen zu einheitlichen Krystallen zu verwachsen.

Der weitaus größte Teil der als Quarzamphibolit bezeichneten Gesteine ist feinkörnig, kurzflaserig, ziemlich dunkelgrün und auf den Schieferungsflächen meist infolge reichlicher Chloritausscheidung ausgesprochen glimmerig. Stets führen sie Epidot und meist ziemlich viel Quarz. U. d. M. macht sich die Schieferung stets durch parallele Anordnung der Hornblenden und Chlorite geltend, doch sind keine scharf gestreckten, im Querschnitt geradlinig verlaufende Gleitflasern

zu sehen, sondern die dunklen Gemengteile umschmiegen die Feldspäte und Quarznester in sanft geschlungenen Linien. Der ursprüngliche Plagioklas ist ein saurer Labrador, oft liegen die Krystalle desselben mit ihrer Längsrichtung noch quer zu σ. Die Hornblende ist meist zwischen gelbgrün und tiefgrün pleochroitisch, oft zeigt auch der ∥c schwingende Strahl die schon erwähnten blauen Farbtöne. Chlorit schmiegt sich nur in den Hornblendeflasern hier und da zwischen die Säulchen hinein. Magnetitkörner mit Titanitsaum oder von Limonit durchstäubte Titanitklümpchen fehlen nie. Quarz tritt stets nur wenig hervor und versteckt sich in den feinkörnigen Partien. Epidot durchstäubt in kleinen Körnchen das ganze Gestein, besonders die Hornblende-Chloritflasern. Selten findet man großkörnigere Gesteine dieser Art, in denen dann öfters besonders große Feldspäte oder besonders große Hornblendereste augenartig als hanfkorngroße Körner hervortreten. Die Feldspataugen sind dabei meist zu ziemlich langen, schmalen Schmitzchen ausgezogen (oberster Hellengrund).

Den als Quarzchloritgesteinen bezeichneten Arten nähern sich gewisse graugrüne bis tiefgrüne feinschuppige Gesteine mit phyllitartiger Schieferung und einer mit der Schieferung gleichlaufenden Bänderung von helleren und dunkleren Farbtönen. Diese Gesteine, deren lagenförmiger Aufbau sie also sehr wahrscheinlich als Sedimente dokumentiert, schließen sich dennoch in ihrem Mineralbestand vor allem dadurch, daß die Hornblende den Chlorit stark überwiegt, an die Amphibolite an. Auch ihrem Vorkommen nach kann man sie in der Kartendarstellung nicht von denjenigen Amphiboliten trennen, die offenbar aus der Metamorphose von basischen Ergußgesteinen entstanden sind. U. d. M. gewahrt man hier lange Flasern von feinstrahliger Hornblende, zwischen denen schmale aus Quarz und Albit bestehende Streifen sich hinziehen. Die Hornblende ist gelbgrün bis saftgrün, der Quarz zeigt oft undulöse Auslöschung. Epidot ist besonders den Hornblendesträhnen reichlich eingestreut und konzentriert sich hier und da zu augenförmigen Nestern.

Andere Schiefer wieder dokumentieren sich als ehemalige Effusivgesteine dadurch, daß man in ihnen noch die Reste ausgewalzter Geoden erkennt, sie sind also aus der Streckung von Diabasmandelsteinen hervorgegangen. Diese Mandeln sind meist mit Chlorit erfüllt, in dem sich neugebildete Hornblendenädelchen in großer Zahl angesiedelt haben. Das Gestein in ihrer Umgebung ist besonders stark von Epidotkörnchen durchstäubt. Kurze durch Korrosion gerundete Apatitbruchstücke und scharf automorphe Magnetite sind die einzigen unveränderten Reste des ursprünglichen Gesteines, dessen ehedem aus Augit und Labrador bestehende Masse in ein wirres Gemenge von Hornblende, Albit, Epidot und etwas Quarz übergegangen ist.

Ein anderes Gestein, welches in ähnlich aufgebauter Grundmasse große meist nur aus drei bis vier Individuen bestehende Epidotnester führt, dürfte ebenfalls aus einem Diabasmandelstein hervorgegangen sein, in dem aber die Mandeln nicht mit Chlorit, sondern vermutlich mit Calcit ehedem erfüllt waren.

Die Biotitschiefer.

Ein eigenartiges Gestein bilden die als Biotitschiefer bezeichneten, selten über 20 cm starken Einlagerungen im Amphibolit. Sie sind von äußerst feinschuppigem Bau, zeigen selten weithin streichende Flasern oder ebene Schieferungsflächen, sondern sind kurzschuppig wie die von den älteren Petrographen als dichte Gneise bezeichneten Gesteine. Ihre Gesamtfarbe ist ein mattes Dunkelbraun. Dabei lassen sie im Querbruch oft eine deutliche Bänderung von helleren und dunkleren Lagen, oder doch wenigstens einzelne einander parallellaufende papierdünne Schichten grünlichgrauer Farbe erkennen. U. d. M. zeigen sie bis ins kleinste gehende Schieferung. Einer feinkörnigen Grundmasse von länglichen ||σ gestreckten Quarzen und unverzwillingten Feldspäten sind lebhaft braune Biotitblättchen in großer Zahl eingestreut. Mit augenförmigem Querschnitt und von der Grundmasse umschmiegt, treten kleine Feldspäte, Orthoklase und Plagioklase darin auf. Die braunen

Biotite scharen sich öfters zu längeren ununterbrochenen Zügen zusammen; oft sind seine Blätter aber auch schräg zu σ angeordnet. Die Tafeln sind beiderseits durch sehr glatte ebene Flächen begrenzt und lösen sich randlich in feine Splitterchen und Schülferchen auf. Sein Pleochroismus ist hellockergelb ∼ tief goldbraun, die Doppelbrechung, die für Biotit bezeichnende, sehr starke. Eine Schlagfigur konnte infolge der Feinheit der Blättchen leider nicht hergestellt werden. Die Feldspataugen, teils Orthoklas, teils Plagioklas, sind öfters kataklastisch zerbrochen. Automorphe Pyritkrystalle, einige Epidotkörnchen und kleine ‖σ gelagerte Chloritblättchen finden sich als Übergemengteile. Bemerkenswert sind einige quer zur Schieferung verlaufende, von Quarz erfüllte Gangtrümchen dadurch, daß sie streckenweise unterbrochen sind durch ganz normal entwickelte Schieferzonen. Offenbar haben längs dieser Schieferzonen nach Ausbildung der Quarztrümer noch Gleitbewegungen stattgefunden, durch die der Quarz zerrieben und in den petrographischen Verband des Schiefers mit aufgenommen wurde.

Chemisch und daher auch im Mineralbestand etwas abweichend ist der Biotitschiefer, der sich westlich vom Haselbacher Windbusch fand. Er zeigt eine sehr reichliche Beteiligung von Plagioklas, sehr viel Epidot, der außer in kleinen eingestreuten Körnchen auch in größeren grobkrystallinen Nestern vorkommt, und einzelne kleine in ihrer c-Achsenfarbe auffallend bläulichgrüne Hornblendenädelchen.

Ein Biotitschiefer vom Nordrand des Wolfsberges zeigt in der zur mikroskopischen Untersuchung verwandten Partie langlinsenförmige Schmitzen sekundären Quarzes und u. d. M. außerdem mannigfaltige Stauchungen. Mikroskopische Quertrümer von Quarz, die auch ihn reichlich durchsetzen, sind vielfach verworfen und verschoben. Übrigens ist in diesen Trümern auch etwas Albit und z. T. auch Calcit ausgeschieden.

Die Stauchung, Ausscheidung von parallelen Quarzschmitzen und Durchsetzung mit gangförmigen Quarzäderchen geht bei einer Probe vom Hohen Berge (im Hermsdorfer Wildschutzbe-

zirk) so weit, daß die zwischen den Schmitzen und Trümchen liegenden, infolge der Stauchung mit ihren Schieferflächen kreuz und quer gerichteten Teile normalen Gesteins insgesamt fast den Eindruck einer Breccie machen. Da natürlich auch die Augen mit zerteilt sind, so kann man auch bei ungenauer Beobachtung an echte Kataklasstruktur denken.

Die Frage nach der Entstehung beziehentlich nach dem Ursprungsgestein des Biotitschiefers ist schwer zu beantworten. Der braune Biotit sowohl als die kleinen automorphen bläulichgrünen Hornblenden sind während der Schieferung entstandene Neubildungen. Auch im Gefüge bietet das Gestein keinerlei eigentliche Reliktstrukturen. Nur das Vorhandensein der Feldspataugen läßt mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine porphyrische Struktur des Ausgangsmateriales schließen, um so mehr als zwischen dem Biotitschiefer und dem Porphyroid Übergänge oder wenigstens nahe Beziehungen zu bestehen scheinen.

Man kann daher mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß er aus einem seinem Mineralbestand nach mittelsauren und porphyrischen Gestein entstanden ist. Das Vorkommen in ganz dünnen Lagen zwischen den Amphiboliten läßt allerdings mehr auf gelegentliche abweichende Schlieren innerhalb, als auf selbständige Effusivdecken zwischen den diabasischen Gesteinen schließen.

Die Porphyroide.

Die als Porphyroid bezeichneten Gesteine finden sich als Einlagerungen besonders in den östlichen Quarzchloritgesteinen und Quarzamphiboliten, auch im Injektionsgebiet sind sie häufig, im westlichen Amphibolit dagegen sind sie selten. Es sind sehr leicht kenntliche grünlichgraue, selten lichtbräunliche Gesteine. Meist sind sie sehr fein ebenschiefrig, bisweilen auch dicht. Ausgezeichnet sind sie sämtlich durch das Auftreten knapp hanfkorngroßer, oft nur rübsenkorngroßer porphyrischer Einsprenglinge, die in dem dichten, wenig schiefrigen Gestein regellos angeordnet und vollkommen automorph sind, in den feinschuppigen mehr oder weniger Linsenform annehmen. Sind die Einspreng-

linge sehr zahlreich, so entsteht dadurch, daß die Augen vorwalten und von der gestreckten Grundmasse umwoben werden, eine flaserige Textur. Auffallend ist es, daß die Porphyroide im Amphibolit oft nur zentimeterstarke Einlagerungen bilden, obwohl sie sich von ihm petrographisch sehr wesentlich unterscheiden. Groß ist vor allen Dingen der chemische Unterschied. Im Mineralbestand sind gewisse Analogien mit Quarzamphiboliten und Quarzchloritgesteine unverkennbar. Mit den Biotitschiefern sind sie sogar durch Übergänge verbunden.

Die Analyse eines Porphyroides ergab.

Porphyroid. Südfuß des Stenzelberges. Bl. Schmiedeberg.
Spez. Gew. 2,692. Anal. Klüss.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		Koeffizienten nach Osann
SiO_2	75.35	SiO_2		S	80,55	a = 10.6
TiO_2	Spur	TiO_2	80,55	A	6,42	c = 1,8
Al_2O_3	12,17	P_2O_5		C	0,95	f = 7,6
Fe_2O_3	1,12	Al_2O_3	7,65	F	4,43	
FeO	2,70	Fe_2O_3	3,30	T	0,28	
CaO	0,83	FeO		K	1,8	
MgO	0,71	CaO	0,95			
K_2O	0,25	MgO	1,13			
Na_2O	6,05	K_2O	0,17			
H_2O	0,83	Na_2O	6,25			
P_2O_5	0,12		100,00			
S	Spur					
SO_3	0,16					
	100,29					

Also ein echter Albitporphyrit, wenn man bedenkt, daß ein Teil des Alumosilikates, welches die Berechnung dem Anorthit als Ca-Al-Silikat zuschreibt, als Mg-Al-Silikat dem Chlorit angehört.

Das meiste Interesse bieten natürlich die fast oder ganz ungeschieferten Gesteine. Sie zeigen u. d. M. ein echt por-

phyrisches Bild. In einer feinkörnigen, aus Quarz und Feldspat bestehenden Grundmasse liegen die streng automorphen Plagioklase, einige Orthoklase und dihexaedrische Quarze. Meist zeigen diese Einsprenglinge schon deutliche Zerbrechungserscheinungen, und der Quarz hat ausgesprochen undulöse Auslöschung. Seine Dihexaederform ist stets stark gerundet, weniger wohl durch mechanische Abbröckelung, als durch eine schon bei der Entstehung des porphyrischen Ursprungsgesteins vor sich gegangene chemische Resorption der äußeren Partien. Für letztere Prozesse sprechen besonders die langen schlauchförmigen Einstülpungen der Grundmasse, die auch hier, wie in so vielen quarzführenden Porphyren nachweisbar sind (Taf. III, Fig. 4). Von wiederverheilten Sprüngen im Quarz zeugen die so oft beschriebenen, im Querschnitt strichförmig erscheinenden, auf schmale Flächen beschränkten Zonen von Flüssigkeitseinschlüssen. Der Plagioklas, der eine bis 15° steigende symmetrische Auslöschungsschiefe der Zwillingslamellen zeigt, ist offenbar ein sehr saurer, fast reiner Albit. Die kleinen Krystalle sind leistenförmig, die größeren plump rechteckig. Die Zwillingsbildung ist meist sehr stark, aber die Lamellen sind nicht übermäßig zart. Orthoklas findet sich nur sehr vereinzelt, einmal wurde auch ein Mikroklin entdeckt. Interessant sind myrmekitische Durchwachsungen von Quarz und Plagioklas, die allerdings nur einmal in einem Gesteine vom Nordfuß des Plissenberges gefunden wurden (Taf. III, Fig. 5). Die Grundmasse löst sich meist schon bei hundertfacher Vergrößerung in ein Aggregat von Quarzen und leistenförmigen Plagioklasen auf. Gefärbte Gemengteile finden sich nur in geringer Menge und nur in der Grundmasse. Außerdem sind auch in den ungestreckten Gesteinen die gefärbten Gemengteile nie mehr als solche erhalten, sondern stets durch Chlorit und Epidot ersetzt. Hier und da findet sich zwar etwas Hornblende, aber auch sie macht mit ihren streng parallel gerichteten Säulchen den Eindruck einer krystalloblastischen Neubildung. Das einzige eisenhaltige Mineral, das vielleicht noch unverändert vorliegt, ist der Magnetit,

der z. T. an die zackigen Ilmenittafeln erinnernde Aggregate, aber ohne Titanitbeimengung zeigt. Der Chlorit, der den Epidot weitaus überwiegt, ist meist in kleinen Blättchen den Mineralien der Grundmasse lose zwischengestreut, bisweilen findet er sich auch ähnlich wie der Biotit in Kontaktgesteinen in eirunden Täfelchen als Einschluß in den Quarzen. Das ganze Gestein scheint auch, wenn es keine wesentlichen Auswalzungserscheinungen erkennen läßt, doch einer starken Umkrystallisation unterlegen zu haben. Die Spuren eines Streß sind meist nur dadurch kenntlich, daß ganz feine Sericithäute sich um die porphyrischen Einsprenglinge legen und hier und da in deren Druckschatten etwas Calcit ausgeschieden ist. Auffallend sind auch kleine Bärte winziger Hornblendenadeln, die sich bisweilen zu beiden Seiten an die Quarze anlegen. Häufig sind kleine mikroskopische Quarzgänge, die das Gestein durchsetzen. Sie sind dort, wo sich ihnen ein Quarzeinsprengling entgegenstellt, scheinbar unterbrochen, in Wirklichkeit aber, wie eine schmale, an Flüssigkeitseinschlüssen reiche Verbindungszone im Quarz verrät, nur dadurch unsichtbar, daß sich innerhalb des zersprungenen alten Quarzkornes der sekundäre Quarz in optisch gleicher Orientierung angesetzt hat, also der Riß im Quarzkorn wieder zugeheilt ist.

Die stärker geschieferten, weitaus häufigsten Abarten sehen makroskopisch oft etwas granulitähnlich durch ihre Ebenschiefrigkeit und ihre helle Färbung aus, doch sind die Schieferungsflächen stets mit Chlorit belegt und stellen sich daher im Querschnitt als feine grüne, nicht wie meist beim Granulit braune Striche dar und ferner unterscheidet sich das Gestein auch vom Granulit durch die meist noch automorphen, oft sanidinähnlich frischen Feldspateinsprenglinge. Die Quarze sind schmitzenförmig ausgezogen und ausgesprochen bläulich; außerdem erkennt man mit bloßem Auge noch hier und da verschwommen gelbgraue Flecke, welche Gebiete starker Epidoteinstreuung darstellen. Der Gesamteindruck der Gesteine unter dem Mikroskop ist der einer Kataklasstruktur mit

sehr viel feinkörnigem Zerreibungsprodukt. Die Grundmasse ist stark schiefrig und führt neben Epidot und Chlorit mit zunehmender Schieferung eine immer stärker werdende Menge von Sericit. Die darinliegenden Einsprenglinge sind Bruchstücke von Quarz, Orthoklas und Plagioklas. Die Zwillingslamellen der Plagioklase sind in mannigfachster Weise verschoben und zerbrochen, die Orthoklase, die oft Karlsbader Zwillinge darstellen, sind im allgemeinen weniger mitgenommen. Die Quarze sind undulös, besonders stark in der Umgebung der schlauchförmigen Grundmasseeinstülpungen, da sie hier dem Drucke besonders günstige Angriffspunkte boten. Oft sind sie auch gänzlich zersplittert und wie Kometenschweife ziehen sich lange Zonen von Quarzsplittern in der Schieferungsrichtung hinter ihnen her. Interessant ist auch ein Quarzkorn, das eine ältere wieder verheilte Zerbrechung zeigt durch von einem Punkte ausstrahlende Einschlußzonen (ehemalige von einem Angriffspunkt ausstrahlende Sprünge), während eine jüngere durch undulöse Auslöschung gekennzeichnete Zerbrechung $\parallel \sigma$ die ältere quer durchsetzt.

Die Grundmasse besteht aus einem dichtgepackten, streng $\parallel \sigma$ geordneten Gemenge von kleinen flachen Quarz- und Plagioklaskörnchen. Es erweckt ganz den Anschein, als ob die Plagioklase schon von Haus aus Leistenform oder Tafelform besessen hätten und als ob sie schon im Ursprungsgestein infolge einer Fluktuationsstruktur parallel angeordnet waren.

An gefärbten Gemengteilen findet sich in diesen Gesteinen Hornblende nur ganz ausnahmsweise. Die wichtigste Rolle spielt zweifellos der Chlorit. Er ist in die Grundmasse in kleinen parallelen Blättchen eingestreut, bisweilen auch zu kurzen Flasern aneinandergereiht. In der Nähe der Einschlüsse macht sich oft eine feine Stauchung der Chloritblättchen geltend, auch findet er sich als letzte Neubildung in kleinen Rissen und Spalten, welche die Einsprenglinge während der Schieferung erhielten. Zwischen den flaserhaften Chloritpartien ist zuweilen etwas Muscovit bezw. grobschuppiger Sericit eingelagert; auch der lebhaft braune Biotit ist den Porphyroiden nicht ganz fremd.

Epidot ist teils feinkörnig eingestreut, teils zu großkrystallinen Nestern konkretionär verwachsen. Plumpe Apatitkörner sind Reste des ursprünglichen Gesteins, scharf automorphe Pyritkrystalle sind spätere Neubildungen. Ein Porphyroid, der sich nördlich vom Scharlachberge fand, ist besonders reich an Epidot und an unregelmäßigen Nestern von Sericit. Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt ein im Quarzchloritgestein weiter nordwestlich gefundenes Lesestück, an dem sich auch Calcit beteiligt, und das schon dem bloßen Auge durch seine bräunlichen, von Limonit durchstäubten und grünlichen kompakten Epidotnester auffällt.

Geht der Schieferungsprozeß noch weiter, so entstehen Gesteine, die keine Lagenstruktur mehr haben, sondern mehr langflaserig mit massenhaften Flaserungshäuten sind. Mit der Lupe erkennt man auch in ihnen noch augenförmige, aber nie mehr automorphe Feldspatreste. U. d. M. sind hier die zerdrückten Quarze nur als rein quarzige Splitterpartien sichtbar, die gegen die umgebende feldspathaltige Grundmasse unscharf begrenzt sind. Die Feldspäte sind noch als Bruchstücke zu sehen. Diese Bruchstücke sind aber oft durch neugebildete Quarzalbitaggregate zur Linsenform ergänzt. Bezeichnenderweise finden sich auch massenhaft Sericitflitterchen in diesen Feldspatresten als erste Spuren gänzlichen Zerfalles ausgeschieden. Auch in Strähnen findet sich der Sericit, in eben dieser Form ist auch der Chlorit angeordnet, der in diesen Gesteinen meist ein ziemlich lebhaft doppelbrechender Klinochlor ist. In den Chloritschlieren ist Granat eingestreut. Epidot durchsetzt in kleinen Körnchen das Gestein. Einzelne auffallend scharfe automorphe Magnetitkörner, kleine Schlieren von Titanitstaub und Apatitbruchstücke finden sich verschiedentlich. Ein Gestein aus der Nachbarschaft des Wüsteröhrsdorfer Lamporphyrganges ist ganz außerordentlich arm an Quarz und Feldspateinsprenglingen und nähert sich dadurch sehr dem Quarzchloritgestein. Ein anderes, das als Culmgeröll im Schreibendorfer Gebiet gefunden wurde, zeigt u. d. M. eine auffällig starke Beteiligung von Hornblendenädelchen in der

Grundmasse und sogar einige größere linsenförmige Hornblendemassen, die in ihrer faserigen Ausbildung sehr an Uralit erinnern. Offenbar liegt diesem Porphyroid ein augitführender Porphyrit als Urmaterial zugrunde.

Ein anderer schiefriger Porphyroid ist insofern wohl einem etwas abweichenden Urmaterial zuzuschreiben, als er wesentlich reicher an Kalifeldspat ist als die sonstigen Stücke. Er bildet eine kleine Einlagerung im Amphibolit des Bahneinschnittes bei Dittersbach. Meist ist der Feldspat ein feingegitterter Mikroklin; auch Mikroklinperthit ist häufig. Dem Kaligehalt entsprechend überwiegt auch der Sericit sehr unter den Zermalmungsprodukten und ist hier und da zu blätterigem Muscovit regeneriert. Bezeichnend ist auch, daß die Feldspateinsprenglinge oft von Quarz myrmekitisch durchlöchert sind. Granat findet sich mehrfach und umgibt sogar einmal ringförmig eine Muscovittafel. Erwähnenswert ist endlich ein Porphyroid von der Alten Poststraße bei Klette, in welchem die gefärbten Gemengteile einzig durch lebhaft braunen Biotit in langen geschlossenen Flasern gebildet werden. Das Gestein bildet dadurch einen Übergang zu den »Biotitschiefern«.

Ganz extrem starke Schieferung weist ein Gesteinsstück auf, das einer Porphyroidlinse dicht nördlich vom Orte Hermsdorf entnommen wurde. Auch hier sind noch Quarz und Feldspataugen allerdings nur in Form ganz feiner langgezogener Schmitzen mit bloßem Auge nachweisbar. Das mikroskopische Bild ist das gewohnte, nur ist die Grundmasse noch stärker gestreckt, die Flasern sind noch häufiger sericitisch, die Quarze sind sämtlich vollkommen zu mosaikartigen Splittermassen zerbrochen.

Die sehr verschiedenen Grade der Schieferung, die der Porphyroid aufweisen kann, sind wohl nur z. T. durch eine verschieden starke Wirkung des gebirgsbildenden Druckes zu erklären. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß auch eine verschieden starke Veranlagung des ursprünglichen Gesteines

mit dafür verantwortlich zu machen ist. Gewisse Gesteine von den Wüsteröhrsdorfer Feldern lassen vermuten, daß das Ursprungsgestein z. T. eine Fluidalstruktur besaß, die bereits primär eine Streckung der Gemengteile nach bestimmter Richtung veranlaßte. Makroskopisch unterscheiden sich diese Gesteine nur wenig vom normalen Porphyroid, zumal auch sie neben der Fluidalstruktur eine dieser parallel laufende Schieferung haben. Es ist bezeichnend, daß die Streckung der Grundmasse hier ganz besonders in der Nähe der Einsprenglinge sich findet, die sie mantelförmig sehr vollkommen umschmiegt, genau wie ja auch in porphyrischen Gesteinen die Fluktuation der Grundmasse besonders nahe an den Einsprenglingen deutlich hervorzutreten pflegt.

Es kann gar kein Zweifel darüber bestehen, daß die als Porphyroide bezeichneten Gesteine durch Druckschieferung aus porphyritischen Ergußgesteinen hervorgegangen sind.

Wie sich unter den Geröllen des Culmgebietes überhaupt weniger gestreckte Modifikationen derselben Gesteine wie im Schiefergebiet mehrfach finden, so gelang es auch, eine Reihe von Geröllen wenig gestreckter porphyritischer Ergußgesteine als Seltenheiten zu sammeln, die sich z. T. direkt an den Porphyroid anschließen, z. T. etwas anderen, meist basischeren, seltener saureren Ergüssen zugehören. Am nächsten steht dem Porphyroid ein porphyritisches Culmgeröll von der Einsattelung des Laubberges, welches an Einsprenglingen Quarz, Plagioklas und etwas Orthoklas in einer feinkörnigen, leider schon recht zersetzten Grundmasse aufweist. Orthoklasreicher als der Porphyroid ist ein trachytisches Geröll vom Laubberg. In einer Grundmasse von länglichen Orthoklasen, die fast sämtlich einfach verzwillingt und durch Fluktuationen einander parallel gelagert sind, liegen größere Feldspäte und völlig zu Epidot umgewandelte Reste von säulenförmigen, automorphen Hornblendeeinsprenglingen.

Ein porphyritisches Gestein, welches bereits wesentlich ba-

sischer als Porphyroid ist und bei eintretender Schieferung wohl eher im Heer der Amphibolite aufgehen, als einen deutlichen Porphyroid bilden würde, fand sich als Culmgeröll am Spitzstein. In höchst feinkörniger, an gefärbten Gemengteilen außerordentlich reicher Grundmasse liegen hier lang leistenförmige Plagioklaseinsprenglinge kreuz und quer gestellt und oft zu Gruppen miteinander verwachsen. Die vielen langen Apatitsäulchen, die die Grundmasse durchspicken, enthalten oft einen medianen Glaskanal; das Magneteisenerz ist in Form außerordentlich zarter Dendritgebilde in der Grundmasse ausgeschieden. Die Verwachsungen der Einsprenglingsfeldspäte zeigen oft eine an die Ophitstruktur der Diabase erinnernde Anordnung und es fand sich auch eine einschlußartige Partie, die aus einem eigentlichen ophitischen Gestein besteht, dessen Feldspäte aber vollkommen mit der älteren Feldspatgeneration des umgebenden Porphyrites identisch sind. Da nun die Forschungen SCHWANTKE's (11) an grönländischen Basalten ergeben haben, daß die Diabase und Dolerite sich von den Melaphyren und Basalten in der Art unterscheiden, daß die Feldspäte in jenen den Feldspäten erster Generation in diesen entsprechen, so läge also hier wohl eine Art Urausscheidung diabasischer Natur im melaphyrartigen Ergußgestein vor, welche uns beweist, daß das Ergußgestein seinerseits als ein Abkömmling des Diabasmagmas anzusehen ist. Hierdurch wird zwischen diesem Culmgeröll und dem anstehenden Amphibolit eine nahe petrographische Verwandtschaft aufgedeckt, und das scheinbar aus ferner Gegend herbeigeführte Geröll kann sehr wohl wie alle anderen Gerölle aus den oberen, weniger metamorphen Teufen des krystallinen Schiefergebietes stammen.

Ein anderes Porphyritgeröll mit sehr frischen, noch sanidinähnlich glänzenden Plagioklaseinsprenglingen, die allerdings nie Hanfkorngröße überschreiten, ist sehr melaphyrartig und zeigt überdies kleine runde und gerundet eckige, von Quarz und Delessit erfüllte Geoden.

Ganz echter Melaphyr ohne porphyrische Einsprenglinge mit Intersertalstruktur und zersetzten Olivinresten fand sich als Geröll bei Oberschreibendorf. Auch Mandelsteine wurden beobachtet, doch ist in ihnen die Gesteinsmasse meist so zersetzt, daß ihre petrographische Natur nicht mehr feststellbar ist. Bemerkenswert ist, daß in einem solchen Mandelstein vom Gipfel des Lauschberges die Geoden unrund sind und Splitter des Nebengesteins enthalten. Es deutet dies offenbar auf den Beginn einer mechanischen Umformung des Gesteins unter Gebirgsdruck.

Fluidale Porphyrite fanden sich sowohl am Laubberg im Norden als an der Wache bei Städt. Hermsdorf in der Südhälfte des Blattes Schmiedeberg. U. d. M. gewahrt man hier eine Parallellagerung sämtlicher schlank leistenförmiger Grundmassefeldspäte. Die Schwärme dieser schmalen Leistchen schmiegen sich in flachen Wellenlinien um die größeren Feldspäte erster Generation herum.

In einem Porphyrit mit mehr isodiametrischer als ophitähnlicher Grundmasse fand sich auch als Einschluß ein kleines Quarzitkorn mit deutlicher Kontaktstruktur. Es führt neben Quarz feinschuppige sericitische Massen (vielleicht zersetzten Cordierit) und ölgrüne, büschelförmig aggregierte Biotite.

Es wird also durch diese Culmgerölle bewiesen, daß neben den Diabasdecken zahlreiche Porphyritergüsse vorhanden waren, die von fast trachytischen zu melaphyrischen Gesteinen hinüberführen. Die Umwandlungsprodukte der basischen Porphyrite sind offenbar unter den amphibolitischen Gesteinen enthalten, diejenigen der viel spärlicheren sauren Porphyrite liegen uns in den Porphyroiden vor.

Die dichten Quarzchloritgesteine.

Unter dem Namen dichter Quarzchloritgesteine mußte eine große Zahl sehr verschiedener Gesteine zusammengefaßt werden, die nicht nur räumlich, sondern auch petrographisch eng

miteinander verknüpft sind. Auch genetisch sind sie insofern nahe miteinander verwandt, als sie sämtlich Produkte einer starken chemischen Umsetzung sind, sehr verschieden kann aber immerhin das Ursprungsmaterial gewesen sein, aus dem sie hervorgingen. Die weitaus größte Menge ist wohl das Endprodukt der schon bei den Quarzamphiboliten beschriebenen Aufspaltung eines Augitplagioklasgesteines in Albit, Epidot und Quarz einerseits und Chlorit und Epidot andererseits. Dieser Vorgang ist sonst hauptsächlich bei der Umwandlung der Diabase in der Nähe von Verwerfungen beobachtet worden, tritt aber hier ausnahmsweise regional über größere Gebiete verbreitet auf. Bisweilen ist wohl auch Hornblende freilich in sekundärer Ausscheidung, nicht als Uralit aus dem Augitmolekül hervorgegangen. Die Struktur des ursprünglichen Gesteins ging, da zugleich eine starke Schieferung eintrat, völlig verloren. Manche Quarzchloritgesteine sind wahrscheinlich aus Sedimenten entstanden, die wie z. B. Diabastuffe, Schalsteine usw. viel basisches Material enthielten; auch ist nicht ausgeschlossen, daß in ursprünglich weniger basische Sedimente Eisenmagnesiasilikate aus den benachbarten Diabasen eingewandert sind. Da es auch Übergänge von den Quarzchloritgesteinen zum Porphyroid gibt, so darf man annehmen, daß auch Porphyrite unter starker chemischer Umsetzung und völliger Zerquetschung der Feldspateinsprenglinge zu Quarzchloritgesteinen umgewandelt sind. Ein schmaler Streifen dichten Quarzites, der durch reichlichen Limonitstaub ockergelb gefärbt erscheint, ist sogar vielleicht durch Verkieselung aus einem eisencarbonathaltigen dolomitischen Kalkstein hervorgegangen. Dieser Ockerquarzit findet sich in der Nähe, und zwar im Süden westlich, im Norden östlich von Wüsteröhrsdorf.

Makroskopisch gibt es zwischen den Quarziten verschiedener Entstehungsart keine prägnanten Unterschiede und selbst bei mikroskopischer Untersuchung ist man nur zu oft im Zweifel, welchem Ursprungsgestein man dieses oder jenes

Quarzchloritgestein zuweisen soll, so daß eine Festlegung der verschiedenen Arten auf der Karte leider ganz unmöglich ist. Die Verschiedenheit der Gesteinsnatur macht sich auch in den Analysen geltend. Zwei Gesteinsproben, die eine nördlich von Rohnau beim Prittwitzdorfer Kalkbruch entnommen, die andere westlich von Wüsteröhrsdorf von den Feldern aufgelesen, ergeben zwei sehr verschiedene Resultate. Die erstere schließt sich, abgesehen von 15 v. H. freier Kieselsäure, eng an die Amphibolite an, die andere zeigt mehr Ähnlichkeit mit den später zu besprechenden sedimentogenen flaserigen Quarzchloritgesteinen. Beide enthalten wenig Orthoklas, ziemlich viel gefärbte Gemengteile (39 v. H. bezw. 25 v. H.) und ziemlich viel Plagioklase (41 bezw. 56 v. H.), von denen aber diejenigen des amphibolitähnlichen Gesteines sehr basisch (28 v. H. Ab), diejenigen des vermutlich sedimentogenen sehr sauer (82 v. H. Ab) sind.

Quarzchloritgestein von Prittwitzdorf. Analytiker Dr. EYME.
Spez. Gew. 2,758.

	v. H.		Mol.-Proz.'	Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	56,21	SiO_2	61,68	S	61,68	a = 1,5
TiO_2	0,22	Al_2O_5	9,32	A	2,00	c = 5
Al_2O_3	14,49	FeO	8,96	C	7,32	f = 13.5
Fe_2O_3	3,45	CaO	9.11	M	1,79	
FeO	6,75	MgO	8,94	F	19,69	
CaO	7,77	K_2O	0,56	T	—	
MgO	5,45	Na_2O	1,44	K	1,33	
K_2O	0,80		100,00			
Na_2O	1,35					
H_2O	3,54					
S	0,03					
P_2O_5	0,09					
	100,15					

Quarzchloritgestein von Wüsteröhrsdorf. Anal. Dr. EYME.
Spez. Gew. 2,758.

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	62,43	SiO_2	69,76	S	69,76	a = 6
TiO_2	0,37	Al_2O_3	9,00	A	6,03	c = 2
Al_2O_3	13,78	FeO	8,65	C	2,56	f = 12
Fe_2O_3	5,73	CaO	2,56	M	—	
FeO	4,19	MgO	4,00	F	12,65	
CaO	2,15	K_2O	0,30	T	0,41	
MgO	2,40	Na_2O	5,73	K	1,29	
K_2O	0,42					
Na_2O	6,19					
H_2O	1,55					
CO_2	0,44					
SO_3	—					
S	Spur					
P_2O_5	0,30					
	99,95					

Das Korn aller Gesteine ist hornsteinartig dicht, die Farbe graugrün oder grüngrau, sehr oft auch bei hohem Quarzgehalt ein etwas bläuliches Graugrün, wodurch sie sich von den mehr bräunlichgraugrünen Amphiboliten unterscheiden. Als seltene Extreme kommen auch wohl blaßgrünlichweiße Hornsteine und grünlichschwarze basaltähnliche Gesteine vor. In den meisten Fällen sind die Gesteine gleichmäßig massig, doch kommen auch, z. B. bei Rohnau, feinlagenförmige Gesteine vor, die dann fast ausnahmslos in einer feinen Fältelung zusammengestaucht sind. Die Grade der Schieferung sind recht verschieden. Vom Dichten geht das Gestein über das Schuppige bis zum phyllitisch Schiefrigen. Flaserige Gesteine und solche mit kleinen chloritischen Schmitzen sind seltener als die von gleichmäßigem feinem Korn. Eine Musterkarte der verschiedensten Quarzchloritgesteine findet man z. B. an den Abhängen westlich vom Punkte 610 in Wüsteröhrsdorf.

In ihrer mikroskopischen Struktur schließen sich viele von den Gesteinen an den Quarzamphibolit an, nur daß bei ihnen die Aufspaltung der Hornblende in Chlorit und Epidot außerordentlich viel weiter gegangen, meist sogar vollkommen durchgeführt ist. Stets ist als Beweis für die Entstehung aus basischem Eruptivgestein diesen Schiefern viel Magnetit eingestreut. Ein Gestein vom Wolfsberg zeigt dabei eine, offenbar später erst entstandene Breccienstruktur. Kleine Bröckchen von chloritarmem Quarzit liegen in einer vorwiegend aus Chlorit bestehenden Grundmasse. Ein Gestein aus dem Gebiete nördlich von Rohnau zeigt in der feinkörnigen Masse neu ausgeschiedene Hornblendesäulchen, die sich durch Farblosigkeit und geringe Auslöschungsschiefe als Tremolit kenntlich machen. In diesem Gestein findet man auch noch die Reste größerer Mineralkomponenten des Ursprungsgesteines, nämlich Linsen von Chlorit und Hornblende, die als Reste der gefärbten Mineralien aufzufassen sind und augenförmige, von der Grundmasse umschmiegte Quarze, die vielleicht auf einen Quarzdiabas als Ursprungsgestein hinweisen. Ein ganz ähnlicher Tremolit wie in jenem Gestein bildet in einem anderen nordwestlich vom Scharlachberggipfel ziemlich große, aus wirr angeordneten Fasern bestehende Nester. Auch hier dürfte der Tremolit eine während des Schieferungsprozesses gebildete Neuausscheidung sein, die aber besonders dort in starkem Maße eintrat, wo durch ehemaligen Augit das chemische Material bereit lag. In einigen der Gesteine findet sich auch etwas Calcit. Dieser wurde offenbar entweder in den letzten Stadien der Schieferung, als der Druck bereits nachließ, oder überhaupt erst nach der Vollendung der Schieferung abgesetzt, da ja bei hohem Gebirgsdruck der Calcit meist entweder in Silikate umgewandelt oder als leichtlösliches Mineral aus dem Gestein ausgelaugt wird. In diesen Gesteinen spricht auch das Vorkommen des Calcites in mikroskopischen Nestern und schmalen Schmitzen sehr für spätere Infiltration.

Diejenigen Quarzchloritgesteine, die wahrscheinlich auch aus

diabasischem Eruptivgestein hervorgegangen sind, aber eine sehr weitgehende Schieferung, insonderheit langgestreckte Gleitflasern, aufweisen, führen meistens in diesen Flasern statt des kurzschuppigen nur schwach doppeltbrechenden Pennins einen langschuppigen, stärker doppeltbrechenden Klinochlor. Sehr interessant ist es aber, daß dieser in kleinen augenförmigen, von den Gleitflasern umschmiegten Nestern, die übrigens auch reichlich Epidot führen, durch Pennin ersetzt wird. Der Klinochlor scheint also auf die Zonen stärkster Gleitbewegung beschränkt zu sein.

Die am stärksten geschieferten Arten haben meist neben dem Quarz, Albit, Epidot und Chlorit nur noch spärliche Reste der ursprünglichen Bestandmassen, nämlich Magnetit und mit ihm zusammen meist auch Titanit sowie etwas Apatit. Hier und da deutet eine augenförmig abgequetschte Hornblende auf ehemalige Augite hin, während linsenförmige Nester von Epidot und von stark verzahnten, nicht undulös auslöschenden Quarzindividuen sekundär im fertigen Schiefer ausgeschieden sein mögen.

Es wurde schon erwähnt, daß sich unter den Chloritquarziten auch die am stärksten metamorphen Abarten der Porphyroide verbergen. An einer Reihe solcher Gesteine, die alle makroskopisch hornsteinartig dicht und ebenschiefrig erscheinen, kann man u. d. M. noch die Spuren einer fast völlig verwischten Porphyroidstruktur nachweisen. Sie zeigen in einer feinsplittrigen Grundmasse ungefähr automorphe, aber randlich in Trümmer aufgelöste Plagioklase. Die Grundmasse besteht aus einem dichten Gemenge von Quarz, Albit, Chlorit, etwas Epidot und Magnetit. Der Chlorit ist meist in einzelnen $\parallel \sigma$ gestellten Blättchen, selten in Flasern ausgeschieden, auch etwas Hornblende tritt dazwischen auf. Unregelmäßige Partien, die nur aus undulös auslöschenden scharfeckigen Quarzbruchstücken bestehen, sind als zerdrückte Quarzeinsprenglinge aufzufassen. Etwas Apatit in gerundeten Körnern und ein in gewissen Lagen auftretender blaßrosa Granat vervollständigen das Bild dieser recht

häufigen Gesteine. Ein grünlichschwarzes Gestein mit muschligem Bruch von der Nordwestecke der schwarzen Drehe ist zwar basisch und nur wenig metamorph, der Eindruck starker Schieferung wird aber unterstützt durch eine ausgesprochene Fluidalstruktur; der noch wohlerhaltene Plagioklas liegt in schmalen untereinander parallelen Leistchen in einer chloritisch-epidotischen Grundmasse. Tafelförmige Ilmenitkrystalle sind meist in titanitumsäumte, im Querschnitt strichförmige Magnetitaggregate umgewandelt. Das Urmaterial dieses Gesteins war offenbar chemisch nicht direkt mit dem viel saureren Porphyrit der Porphyroide verwandt, aber es stand auch zu den Diabasen, denen es chemisch offenbar ziemlich glich, als ein fluidales Effusivgestein in deutlichem strukturellen Gegensatz.

Quarzchloritgesteine, die auf ursprünglich sedimentäre Entstehung hinweisen, sind nicht eben häufig. Am wichtigsten ist hier jener Typus, der makroskopisch aus millimeterstarken abwechselnden Lagen von Quarzit und Chloritschiefer sich aufbaut. Oft sind es auch bloß zarte chloritische Flaserhäute, die in großer Regelmäßigkeit die grauen bis grünlichweißen Quarzitlagen voneinander trennen. In den meisten Fällen sind diese Lagengesteine zart gefältelt. Der Quarz bildet die Hauptmasse. Seine Individuen sind stark miteinander verzahnt, hier und da findet sich zwischen den Quarzen ein Albit. Der Chlorit ist spärlich in einzelne Blättchen zwischen die Quarze eingestreut, die Hauptmasse desselben ist aber in den chloritischen Zwischenlagen konzentriert. In den fast ganz ausgewalzten Mittelschenkeln der kleinen Falten liegt oft Klinochlor, auch Sericit findet sich hier. In den nach Art der saddle reefs auseinanderklaffenden, also druckfreien Sätteln und Mulden ist dagegen gemeiner Chlorit auskrystallisiert. Dieser ist nicht selten zu den Helminth genannten, wurmförmigen Aggregaten zusammengewachsen, und solche Helminthaggregate aus druckfreien Räumen fanden sich auch gelegentlich in Form makroskopischer Bruchstücke von richtungslosem Chloritfels. Epidot, ein wenig Magnetit und

auch bisweilen kleine Hornblendenädelchen, letztere streng ||c, sind dem Quarzit eingestreut. Titanit und Apatit finden sich nur sehr selten in gerundeten Körnchen, dagegen öfters blaßroter Granat, besonders in den Chloritflasern. Quertrümer von Quarz, die wohl als verheilte Streckrisse aufzufassen sind, heben sich meist nur durch ihren Mangel an Chlorit, nicht aber durch ihr Krystallgefüge vom Quarzit ab, so daß sie nur ohne Analysator deutlich zu erkennen sind.

Ganz reine chloritfreie Quarzite konnten nirgends im Gebiet des Quarzchloritgesteins gefunden werden, nur ein Gestein vom obersten Teile des Stenzelberges nähert sich diesem Extrem durch überaus geringe Beteiligung von Chlorit und Epidot; dagegen finden sich häufig chloritische Quarzite, die zwar wahrscheinlich sedimentär sind, aber der Lagenstruktur durch abwechselnde Chloritpartien entbehren. U. d. M. treten auch in diesen meist kurze absätzige und schwach gewellte Chloritflasern auf neben den Einzelchloriten, die den Quarzkörnchen zwischengestreut sind, und den Epidot- und Magnetitkörnchen, die nicht selten vom Quarz umschlossen werden.

Bisweilen finden sich in solchen Gesteinen Nester grobstückigen Quarzes, die ganz den Eindruck zerbrochener mikroskopischer Quarzgerölle machen. Im Culmgebiet wurden ebenfalls solche Chloritquarzite als Gerölle gefunden, doch waren außer einem sehr feinkörnigen, epidotreichen, lagenförmigen, sedimentären Epidotquarzit keine von den anstehenden Schiefern merklich verschiedenen Typen vorhanden.

Ganz ähnlich wie die Quarzchloritgesteine sind gewisse feinkörnige, graugrüne Massen, in welche der normale Amphibolit an der Grenze des Gneises im Bahneinschnitt am Harteberg verwandelt ist. Die Umrechnung der Analyse läßt hier allerdings keine freie Kieselsäure erkennen (theoretisch würde man daraus 2 v. H. Orthoklas, 64 v. H. Oligoklas mit 78 v. H. Ab und 34 v. H. gefärbte Gemengteile berechnen), dennoch ist das Gestein um so viel saurer als die normalen Amphibolite, daß man

es wohl als ein Verquarzungsprodukt am Kontakt des sehr sauren und relativ natronreichen Eruptivmagmas auffassen kann.

Die Analyse ergab folgende Werte:

Verquarzter Amphibolit. Eisenbahneinschnitt am Harteberge. Bl. Schmiedeberg. Anal. EYME. Spez. Gew. 2,822.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	54,32	SiO_2		S	61,60	a = 4,5
TiO_2	1,25	TiO_2	61,60	A	6,46	c = 2,4
Al_2O_3	15,15	P_2O_5		C	3,44	f = 13,1
Fe_2O_3	2,36	Al_2O_3	9,90	F	18,60	
FeO	7,09	Fe_2O_3	7,55	M	2,81	
CaO	5,25	FeO		T	—	
MgO	4,94	CaO	6,25	K	0,96	
K_2O	0,36	MgO	8,24			
Na_2O	5,77	K_2O	0,25			
H_2O	2,40	Na_2O	6,21			
CO_2	0,81		100,00			
SO_3	0,12					
P_2O_5	0,40					
	100,22					

U. d. M. ist in diesem Gestein viel Quarz vorhanden, daneben findet sich auch viel Zoisit, der die Feldspäte derartig dicht durchstäubt, daß man sie oft nur mit schwacher Vergrößerung, wenn man einen Überblick über große Gebiete des Schliffes haben kann, als solche erkennt, bilden sie doch Areale, die sich von der umgebenden Grundmasse nur dadurch unterscheiden, daß in ihnen die Zoisitmikrolithen stark überwiegen gegen die sonst reichlich eingestreuten Epidotkörner und Chloritblättchen. Das Auftreten von Zoisit in diesem Gestein ist übrigens besonders bezeichnend, da ja auch die eigentlichen Zoisitamphibolite an den Kontakt von Gneis und Amphibolit gebunden scheinen. Diese letzteren Kontaktprodukte sind jedoch wesentlich basischer als unser hier beschriebenes Gestein.

Die Hornblende, die sich reichlich in dem verquarzten Amphibolit neben Chlorit und Epidot findet, macht mit ihren lappigen, sichtlich Automorphie anstrebenden Formen eher einen regenerierten blastischen als einen palimpsestischen Eindruck. Oft sind ihr Magnetitkörnchen in zarten Reihen parallel den Spaltrissen eingelagert.

Der Chlorit bildet bisweilen auch kleine, untereinander ungefähr parallele Flasern, die etwas gefältelt sind, auch Gleitzonen, in denen der Chlorit nicht überwiegt, sondern die ganze Grundmasse eine starke Parallelstruktur annimmt, kommen vor. Titanit in einzelnen Klümpchen oder Körnern sowie kleine Calcitnester vervollständigen das mikroskopische Gesteinsbild.

Etwas abseits vom Gneis findet sich noch eine schmale chloritquarzitische Einlagerung im Amphibolit. Diese schließt sich aber mikroskopisch eng an die sedimentogenen Chloritquarzite an. Sie dürfte kaum mit der benachbarten Gneisintrusion im Zusammenhange stehen, sondern nur eine vereinzelte schmale Sedimentlage zwischen den ehemaligen Diabasergüssen sein.

Die Chloritschiefer.

Die Gesteine östlich vom Scharlachberge und von Rohnau, die auf der Karte als feinschuppige Chloritschiefer zusammengefaßt wurden, haben in den meisten Fällen eine phyllitähnlich stark ausgebildete Schieferung. Einzelne kleinere Einlagerungen, z. B. an der Prallstelle des Flusses bei der Schönbacher Brücke, muß man im Handstück sogar als eigentlichen Phyllit bezeichnen. Meistens indessen ist die Farbe eine derart tiefgrüne, daß man sie höchstens als Chloritphyllite ansprechen könnte, und nicht selten sind sogar auf dem Querbruch noch viele kleine Quarze und Feldspäte zu sehen, die von einer feinschuppigen Chloritmasse flaserig umschmiegt werden, so daß also der Name Chloritphyllit auch nur für einen Teil der Schiefer gebraucht werden könnte.

Die erzführenden Schiefer der Rohnauer Lagerstätten

sind übrigens meist mehr sericitisch als chloritisch. Ob hier eine Sericitisierung im Sinne LINDGRENS (12) bei der Erzausscheidung stattgefunden hat, ob die Erze, sekundäre Entstehung vorausgesetzt, bei ihrer Imprägnation einen sericitischen Gesteinsstreifen bevorzugten (selektive Imprägnation) oder ob endlich, primäre Entstehung vorausgesetzt, die Bedingungen für die Sedimentation des Erzes derart waren, daß mit ihm zugleich vorwiegend KAl-Silikat abgeschieden werden konnte im Gegensatz zum überwiegenden MgAl-Silikat der umgebenden Chloritschiefer, muß dahingestellt bleiben. Jedenfalls dürfte die oft gebrauchte Bezeichnung Talkschiefer für die feinschuppigen Nebengesteine des Rohnauer Erzes nicht zu Recht bestehen. Die Untersuchung zweier sehr talkähnlicher Schieferstücke vor dem Lötrohr ergab nach dem Glühen weder alkalische Reaktion, noch mit Kobaltsolution rosarote, sondern recht ausgesprochen blaue Färbung.

Der weitaus größte Teil der Gesteine ist dunkelgraugrün und höchst feinschiefrig. U. d. M. schließen sie sich recht eng an die basischeren Teile des dichten Quarzchloritgesteines an. Sie sind ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Albit, in dem streng ∥ σ massenhaft Chloritblättchen und kleine Hornblendesäulchen liegen, während Epidot in rundlichen Körnchen die Gesteine durchstreut.

Oft sind die Plagioklase ebenfalls nach der Schieferungsrichtung langgestreckt, bisweilen glaubt man aber auch noch die Spuren einer ehemals ophitischen Anordnung der Plagioklasleisten zu sehen. Hier und da tritt wohl auch ein größerer Feldspatkrystall hervor und läßt die Entstehung aus einem Gestein porphyrischer Struktur vermuten. Auch konnte an einem Schliff beobachtet werden, daß ein solcher Palimpsestfeldspat nachträglich blastisch in der Richtung der Schieferung ein Stück weitergewachsen ist.

Daß in den feinschuppigen Chloritschiefern nicht nur Ergußgesteine, sondern auch basische geschichtete Gesteine (ver-

mutlich Tuffe) vorliegen, beweist das Gestein von den Felsen östlich vom Scharlachgipfel, in welchem bei sonst ganz ähnlicher Zusammensetzung aus Quarz, Albit, Chlorit, Epidot und Hornblende die drei letzteren gefärbten Gemengteile lagenweise bald stärker bald schwächer eingestreut sind.

Die Chloritgneise.

Die als Chloritgneise oder vielleicht richtiger als flaserige Quarzchloritgesteine bezeichneten Gesteinstypen haben ihre hauptsächliche Verbreitung im Norden des Blattes Schmiedeberg und auf der Südhälfte von Blatt Kupferberg. Ihre klarste und deutlichste Ausbildung erlangen sie im Hedwigsberge auf der Grenze beider Blätter. Gelegentlich findet man auch im Gebiete der dichten Quarzchloritgesteine vereinzelte Partien, die ihnen petrographisch nahe stehen. Ihre Farbe ist stets ein schmutziges Graugrün, oft sind sie heller bis schmutzigweiß, oft auch dunkler bis schmutziggrün. Die wechselnde Farbe ist abhängig von dem wechselnden Chloritgehalt. Der Querbruch ist stets flaserig, der Längsbruch meist uneben schiefrig. Die Chlorit- und Sericithäute, welche in einzelnen Flasern das Gestein durchweben, sind meist weder makroskopisch noch mikroskopisch scharf gegen die übrige Gesteinsmasse, die ebenfalls viel Chlorit und Sericit in kleinen Blättchen und Schüppchen enthält, abgegrenzt. Das Bild des Querbruches erhält dadurch etwas eigentümlich Umbestimmtes und Verwaschenes. Deutlich erkennt das unbewaffnete Auge in ihm nur linsenförmig abgequetschte Individuen von bläulichem Quarz, aber auch diese gehen durch kleinsplitterige Trümmerzonen randlich in die umgebende Grundmasse über. Häufig zeigen die Gesteine ihrer mikroskopischen Kataklasstruktur entsprechend makroskopisch ein brecciöses Aussehen. Bezeichnend sind auch handtellergroße, aus weißem Milchquarz bestehende Schmitzen und quer zur Schieferung verlaufende, von Quarz erfüllte fingerstarke Gangtrümer (Streckrisse).

Der chemische Bestand eines besonders typischen Gesteins ist folgender:

Grobflaseriges Quarzchloritgestein.
Felsen bei den untersten Häusern von Wüste-Röhrsdorf.
Bl. Kupferberg. Spez. Gew. 2,756. Anal. KLÜSS.

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	69,94	SiO_2		S	75,28	a = 6,2
TiO_2	Spur	TiO_2	75,28	A	4,87	c = 4,0
Al_2O_3	14,27	P_2O_5		C	3,20	f = 9,8
Fe_2O_3	1,24	Al_2O_3	9,16	F	7,49	
FeO	3,41	Fe_2O_3	4,11	T	1,09	
CaO	2,73	FeO		K	1,7	
MgO	2,07	CaO	3,20			
K_2O	1,60	MgO	3,38			
Na_2O	3,56	K_2O	1,11			
H_2O	1,76	Na_2O	3,76			
P_2O_5	0,13		100,00			
SO_3	0,19					
	99,90					

Theoretisch kann man daraus einen Mineralbestand von 32 v. H. Quarz, 9 v. H. Orthoklas, 43 v. H. Andesin (mit 70 v. H. Ab.) und 16 v. H. femischen Gemengteilen berechnen. Es zeigt sich also eine gewisse Ähnlichkeit mit dem später zu besprechenden Flasergneis des Blattes Schmiedeberg.

U. d. M. zeigen die Gesteine eine ausgesprochene Kataklasstruktur und sind in dieser Beziehung oft den Porphyroiden recht ähnlich. Während aber bei diesen sichtlich schon im ursprünglichen Gestein ein Unterschied zwischen größeren Einsprenglingen und feinkörniger Grundmasse bestand, ist ein solcher hier nur sekundär erworben, und zwar dadurch, daß der größte Teil der Gesteinsgemengteile zu feinkörnigen Splittern zerrieben ist und nur einzelne gröbere Reste darin unzerstört erhalten sind (Mörtelstruktur). Vom Flasergneis unterscheidet sich dieses Quarzchloritgestein durch den reichlicheren Anteil, den hier der Orthoklas gegenüber dem Plagioklas einnimmt. Die Natur des Ursprungsgesteines läßt sich nur schwer feststellen. Sicher muß es ziemlich grobkörnig gewesen sein, und

da ein grobkörniges Eruptivgestein in den petrographischen Charakter der umgebenden feinkörnigen Effusivgesteine gar nicht hineinpaßt, so ist es wohl am wahrscheinlichsten, daß ein geschiefertes, ziemlich grobkörniges Sediment vorliegt.

Im einzelnen kann man epidotische und sericitische Varietäten unterscheiden. Die ersteren sind weitaus in der Überzahl. Sie führen in einer feinsplitterigen, aus vollkommener Zerreibung des Gesteins hervorgegangene Grundmasse große Bruchstücke von Quarz, Orthoklas und Plagioklas. Der Quarz zeigt stark undulöse Auslöschung und ist zu einem Parkett kleinerer Splitter, die in krystallographisch etwas verschiedene Lage geraten sind, zerdrückt. Ein solcher zerdrückter Quarz umschließt in einem der Dünnschliffe ein Apatitsäulchen, das bei dem Zerdrückungsvorgang in einzelne getrennte Teile zerrissen ist (Taf. III Fig. 6). Der Plagioklas ist ein saurer Oligoklasalbit ($7^1/_2{}^0$ maximale symmetrische Auslöschung) und öfters vom Quarz myrmekitisch durchwachsen. Die feinkörnige Grundmasse ist von kleinen Epidotkörnchen und Chloritblättchen reichlich durchstreut, bisweilen vereinigt sich auch der Epidot zu großkrystallinen Nestern. Sericitflasern sind auch den epidotreichen Gesteinsarten nicht fremd, doch ziehen sie sich nicht auf weite Strecken durch das Gestein hindurch, sondern verästeln sich meist schon nach kurzer Erstreckung und verlieren sich in der Grundmasse.

Anders ist dies bei den sericitreichen Abarten. Hier schließen sich die Sericitsträhne mehr oder weniger fortlaufend aneinander und durchziehen die Grundmasse in so großer Zahl, daß sie eine vollkommene Schieferung derselben bewirken. Epidot und Chlorit sind auch hier vorhanden, treten aber gegen den Sericit sehr zurück. Daß diese Gesteine durch eine intensivere mechanische Auswalzung als die epidotischen Chloritgneise entstanden sind, wird auch dadurch recht augenfällig, daß die Querschnitte größerer Quarze oft durch kleinsplitterige $\parallel \sigma$ verlaufende schmale Trümmerzonen in einzelne langgestreckte Felder zerlegt sind.

Das Bild einer außerordentlich starken Auswalzung zeigt uns eine Gesteinsprobe, die nördlich vom Scharlachberge geschlagen wurde. Sie besteht fast nur aus feinsplitterigen sericitreichen Zerreibungsmassen. Nur vereinzelt lassen Quarzreste, schmale Quarzschmitzen und unregelmäßige Quarznester eine ehemals grobkörnige Struktur des Gesteins vermuten. Einzelne ziemlich dicke Muscovitblätter sind wohl nicht aus Sericit regeneriert, sondern gehören dem ursprünglichen Gesteinsbestande an. Scharf automorph sind einige Pyritkryställchen eingewachsen.

Ihrer Entstehung nach muß man die Chloritgneise wohl zu den sedimentären Schichten rechnen, sind sie doch durch Übergänge infolge feiner werdenden Korns mit den dichten Quarzchloritgesteinen verbunden und umschließen bei Prittwitzdorf ein Kalklager. Auch der Umstand, daß in ihnen dieselben Porphyroidlagen vorkommen wie in den anderen Gesteinen der Amphibolitgruppe, spricht für ihre genetische Verwandtschaft mit diesen und nicht mit den Flasergneisen. Auffällig ist ferner die Ähnlichkeit mancher Chloritgneise mit den Quarziten von Baumgarten im Freiburger Grünschiefergebiet, die ebenfalls reichlich Orthoklas und Plagioklas führen und eine ausgesprochen kataklastische Mikrostruktur zeigen. Wenn man annimmt, daß unsere Amphibolitgruppe eine höhere metamorphe Ausbildung derselben Schichten ist, welche die Grünschiefer zusammensetzen, so könnte man wohl die Baumgartener Quarzite als das Analogon der Schichten des Scharlachberges ansehen.

Die Zoisitamphibolite.

Die Zoisitamphibolite nehmen in verschiedener Hinsicht eine Mittelstellung zwischen den Hornblendegneisen und den Amphiboliten ein. Im nördlichen Teil ihres Gebietes sind sie auch räumlich an die Grenze von Gneis und Amphibolit gebunden, weiter südlich bilden sie allerdings einen schmalen, dem Amphibolit konkordant eingelagerten Streifen; es ist aber immerhin möglich, daß dieser Streifen der äußerste Kiel einer

darüber oder darunter sich hinziehenden Gneislinse ist. Gesteine, die dem Hornblendegneis sehr nahe stehen, wurden verschiedentlich darin gefunden, besonders östlich oberhalb der alten Poststraße vom Ausgespann nach Klette. Auch an einigen anderen Kontaktstellen von Gneis und Amphibolit, z. B. an der Ostseite des Dürrberges finden sich Abarten des Amphibolites, die dem Zoisitamphibolit recht nahe stehen. Man kann ihn also in gewissem Sinne als exogenes Kontaktprodukt des Orthogneises auffassen. Kontaktmineralien sind allerdings nicht in ihm zu sehen, man muß aber bedenken, daß das Gestein nach dem Kontakt der Druckmetamorphose unterlegen ist, wobei sich sein Mineralbestand sehr wesentlich geändert haben muß. In welcher Weise die Kontaktmetamorphose überhaupt vor sich gegangen ist, ob durch pneumatolytische Einwanderung fremder Stoffe, Neukrystallisation unter Druck, oder wie sonst, läßt sich nicht mehr sicher feststellen. Da es Übergänge von Zoisitamphibolit nicht nur in dem normalen Amphibolit, sondern auch in dem Gneis gibt, so ist es wohl am wahrscheinlichsten, daß der Zoisitamphibolit ein durch Einschmelzung entstandenes Mischgestein (diapeptisches Mischgestein im Sinne GÜRICH's (13), d. h. natürlich die druckmetamorphe Umwandlung eines solchen, ist. Der Amphibolit ist im Kontakt mit dem Granit geschmolzen und durch Diffusion bildete sich eine Übergangszone, in der nach der einen Seite hin der granitische, nach der anderen der amphibolitische Magmaanteil immer mehr zunimmt. Das Urgestein des Zoisitamphibolites mußte also ein in Tiefengesteinsform erstarrtes Einschmelzungsprodukt des Diabases, der ja das Urgestein des Amphibolites ist, sein, also ein dem Gabbro nahestehendes Gestein. Hiermit stimmt es gut überein, daß auch in anderen Schiefergebieten Fälle bekannt sind, in denen Gabbros unter Druckmetamorphose in Zoisitamphibolite übergegangen sind. Auch die Analyse stimmt mit der Mittelstellung des Gesteines zwischen Amphibolit und Hornblendegneis überein.

Zoisitamphibolit. Alte Poststraße südöstlich vom Ausgespann. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 3,182. Anal. KLÜSS.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		nach OSANN
SiO_2	46,01	SiO_2	48,16	S	48,16	a = 0,8
TiO_2	—	TiO_2		A	1,56	c = 4,8
Al_2O_3	18,15	P_2O_5		C	9,61	f = 14,4
Fe_2O_3	2,04	Al_2O_3	11,17	F	29,50	
FeO	3,10	Fe_2O_3	3,50	M	10,38	
CaO	17,82	FeO		T	—	
MgO	9,95	CaO	19,99	K	0,83	
K_2O	0,70	MgO	15,62			
Na_2O	1,08	K_2O	0,47			
H_2O	0,90	Na_2O	1,09			
SO_3	0,18		100,00			
P_2O_5	Spur					
	99,93					

Ein anderes Gestein von einem etwas weiter nördlich gelegenen Fundort ergab:

Zoisitamphibolit. Westabhang des Saalhügels. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 3,069. Anal. EYME.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		nach OSANN
SiO_2	47,76	SiO_2	48,93	S	48,93	a = 1,0
TiO_2	—	TiO_2		A	1,95	c = 3,2
Al_2O_3	14,54	P_2O_5		C	6,81	f = 15,8
Fe_2O_3	2,56	Al_2O_3	8,76	F	33,55	
FeO	4,33	Fe_2O_3	5,66	T	—	
CaO	13,48	FeO		K	0.8	
MgO	12,95	CaO	14,80			
K_2O	1,35	MgO	19,90			
Na_2O	1,08	K_2O	0,88			
H_2O	1,76	Na_2O	1,07			
CO_2	—		100,00			
SO_3	Spur					
P_2O_5	Spur					
	99,81					

Theoretisch kann man aus der einen Analyse eine Zusammensetzung von 3,5 v. H. Orthoklas, 47 v. H. Bytownit (18 v. H. Ab.) und 49,5 v. H. gefärbten Gemengteilen, aus der anderen 7,04 v. H. Orthoklas, 35,8 v. H. Bytownit (25 v. H. Ab) und 37,16 v. H. gefärbte Gemengteile errechnen. Die hohe Basizität des (im Gestein völlig aufgespaltenen) Feldspates ist jedoch wohl nur eine scheinbare, insofern als ein Teil des Ca-Al-Silikates dem Hornblendemolekül zugehören mag.

Die normale Ausbildung des Zoisitamphibolites ist die, daß in einem äußerst feinschuppigen Filz von Zoisit und Hornblendesäulchen, der von Albitsubstanz durchtränkt ist, Hornblendekrystalle in linsenförmig abgequetschten Formen liegen. Die Hornblendelinsen haben meist Hanfkorngröße, der umgebende Filz erscheint dem unbewaffneten Auge als eine weiße feinschuppige atlasschillernde Masse. Hier und da gewahrt man u. d. M. in der Grundmasse ein Nest von neugebildeten Quarzkörnern. Auch Epidot ist der Grundmasse vielfach eingestreut. Die Hornblende ist schilfig und nur blaß gefärbt. Daß sie aus einem Augit durch spätere Umsetzung hervorgegangen ist, zeigen Augitreste, die man gelegentlich als Kern der Hornblendekrystalle in krystallographisch paralleler Stellung darin findet. Zwillingsbildung des Augitkernes ist dann auch von der Hornblende mit übernommen worden. Es liegt also hier echte Uralitisierung vor. Eigenartige Hornblendezwillinge fanden sich in einem solchen Zoisitamphibolit vom Saalhügel. Die beiden Teilindividuen sind durch die normale nach 100 gerichtete Zwillingsnaht getrennt. An einem Ende des Krystalles greift aber das Individuum a durch zackige Naht getrennt in das Gebiet von b über, am andern Ende greift umgekehrt b in das Gebiet von a hinüber.

Westlich vom Saalhügel fand sich auch eine Gesteinsabart, die der Hornblendeaugen entbehrt und sozusagen nur aus verfilzter Grundmasse besteht. Hier erkennt man in ihr, da sie etwas gröberes Korn hat, schon mit 70facher Vergrößerung neben Albit, Zoisit und Hornblende auch Chlorit und Epidot.

Stellenweise leuchten darin größere, von Hornblende nicht durchspickte Areale auf, die als Reste ehemaliger größerer Feldspäte anzusehen sind. Ein kleines Trum, welches das Präparat durchzieht, ist erfüllt von Albit und gut krystallisiertem Zoisit mit scharfen Querschnitten. Solche sekundäre Zoisitbildungen finden sich übrigens auch in makroskopischer Form. Es wurden z. B. in der Nähe der alten Poststraße bis 5 cm lange grobstenglige Massen von Zoisit als Lesesteine beobachtet. Im polarisierten Licht erkennt man an ihnen eine Zusammensetzung aus mehreren aneinander gelagerten Prismen mit ungleicher optischer Orientierung, wie dies schon TSCHERMAK an den Krystallen von Ducktown beschrieb (14). Die zwischen den Stengeln freibleibenden Zwickelchen sind durch ein äußerst feines Gemenge von Chlorit, Hornblende und Epidot erfüllt.

C. Gruppe des Schmiedeberger Gneises.

Vorbemerkung.

Als Gruppe des Schmiedeberger Gneises kann man die Gneisgesteine des westlichen Teiles der krystallinen Schiefergesteine zusammenfassen. Sie unterscheiden sich von den östlichen Petzelsdorfer Gneisen durch die reichliche Führung von Biotit und Muscovit, während in jenen Hornblende und Chlorit die führenden gefärbten Gemengteile sind, sowie durch das Überwiegen des Orthoklasfeldspates, der in den östlichen Gneisen überwiegend durch Plagiokalsfeldspat vertreten ist. Man könnte also für Schmiedeberger und Petzelsdorfer Gneis wohl auch die Namen granitischen und dioritischen Orthogneis anwenden, wobei allerdings noch ein geringer Orthoklasgehalt des dioritischen Intrusivgesteines zu erwähnen wäre.

Der Schmiedeberger Gneis zeigt, worauf schon im einleitenden Teil hingewiesen wurde, die verschiedensten Grade der Schieferung, so daß man granitisch-körnige Gesteine (Granitgneis), Augengneis und Lagengneis unterschei-

den kann. Als besonders interessante Abart ist noch ein vermutlich rein primär gestrecktes Gestein zu erwähnen, welches als Schlierengneis bezeichnet werden mag. Außerdem gibt es noch zwei in ihrem Mineralbestand etwas abweichende Facies: eine besonders quarzreiche (Blauquarzgneis) und eine besonders feldspatreiche (Feldspatgneis).

Über die genetische Stellung der Schmiedeberger Gneise selbst ist, abgesehen von einer älteren Arbeit des Verfassers, über die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg noch wenig veröffentlicht worden, hingegen spielt die Auffassung von der Entstehung der ganz nahe verwandten Isergebirgsgneise schon seit fast einem Jahrhundert den Gegenstand wechselnder Theorien. Schon Karl Friedrich v. Raumer (15) faßte die Gneise als gestreckte Granite auf, während Rose (16) nur die granitisch-körnigen Partien als Intrusivgesteine betrachtet wissen wollte, die Augen- und Lagengneise aber als archäische Sedimente ansah, die von diesen Intrusivgesteinen durchbrochen sind, von Intrusivgesteinen, die allerdings älter und petrographisch anders geartet sind als der Riesengebirgische Zentralgranit. Neuerdings sind der Verfasser für das östliche Riesengebirge und Rimann (17) für das Isergebirge zu der Überzeugung gelangt, daß die Wesensverschiedenheit der gestreckten Augen- und Lagengneise von den granitisch-körnigen Partien, die in ihnen aufsetzen, sich nicht aufrecht erhalten läßt, daß vielmehr beide ein altes, den Glimmerschiefer durchsetzendes Granitgestein darstellen, welches z. T. dynamometamorph gestreckt wurde, z. T. in granitisch-körnigem Zustande erhalten blieb. Inwieweit die Ansicht von Milch (18 und 3) zu Recht besteht, daß gewisse Gesteine bei Gablonz, die Rose mit seinen älteren Graniten vereinigte, eine abweichende Modifikation des jüngeren Zentralgranites mit sekundär entstandenem Muscovit darstellen, kann hier aus der Erörterung ausscheiden.

Die Intrusivgesteinsnatur der Schmiedeberger Gneise steht unzweifelhaft fest. Hierfür sprechen die ausgedehnten Par-

tien, in denen eine wesentliche Schieferung des Gesteins nicht nachweisbar ist, und in denen dann ein echt granitisches Gestein vorliegt, das z. T. sogar von einzelnen kleinen Aplitgängen durchzogen wird. Hierfür spricht auch das freilich seltene Vorkommen von Nebengesteinsbruchstücken in den granitisch-körnigen Gneispartien (in den gestreckten Gneisen sind die Nebengesteinseinschlüsse ausgewalzt und daher nicht mehr sicher als solche kenntlich). Solche Nebengesteinsbrocken fanden sich nördlich vom Arnsberger Forsthaus, am Kleinen Stein, am Leuschner Berg und mehrfach an den Abhängen des Forstkammes gegen Ober-Steinseiffen. Die Einschlüsse sind oft umgeben von einer schmalen Zone, in welcher der Gneis stärker parallel gestreckt ist, wobei dann seine Textur sehr an die der Schlierengneise erinnert. Auch findet man wohl nur im Kern des Einschlusses echten Hornfels, während eine äußere 5 bis 10 mm starke Partie durch schmale Quarzfeldspatlagen injiziert und zu einem gneisähnlichen Mischgestein verwandelt ist. U. d. M. zeigen die Einschlüsse noch mehr oder weniger deutlich die Hornfelsstruktur. Reichliche Biotite sind entweder blastisch in der polygonalen pflasterähnlichen Quarzgrundmasse eingestreut, oder sie liegen zwickelfüllend zwischen den einzelnen gerundet-eckigen Quarzen. Cordierit und Andalusit fehlen, dagegen wird Granat mehrfach beobachtet. Ein Amphiboliteinschluß zeigt in seinem Innern einen wohl sekundär aus Hornblende entstandenen wirren Filz von Chlorit und Epidot, während der Gneis in seiner Nähe reich an kleinen Hornblendekörnchen ist.

An der Umwandlung der ursprünglichen Granite zu Gneisen haben teils rein mechanische Kräfte mitgewirkt, wie Zerbrechung (Kataklase) und vollkommene Auswalzung, teils aber auch chemische Prozesse, die eine Neukrystallisation der Mineralien bewirkten, welche entweder unmittelbar während der Umänderung des Gesteines vor sich ging (Druckschieferung) oder zerbrochene Gemengteile wieder verkittete und aus ihrem Zermalmungsprodukt neue Mineralindividuen entstehen ließ (Re-

krystallisation). Besonders häufig ist z. B. die Zermalmung von Orthoklas zu Sericitmassen und die Neukrystallisation von wohl individualisiertem Muscovit aus diesen Zerreibungsprodukten. Inwieweit primäre Streckung des Gneises vorhanden ist, läßt sich nur schwer feststellen, denn überall, wo Kataklase und Neukrystallisation eingetreten ist, läßt sich natürlich das Vorhandensein ehemaliger Primärstreckung nicht mehr nachweisen. Es ist indessen nicht unmöglich, daß sie ziemlich verbreitet war und daß ein guter Teil derjenigen Gneise, die jetzt zweifellos sekundär geschiefert sind, durch eine primäre Streckung zur Annahme der Schieferung prädisponiert waren. Hierdurch würde sich die auffällige Erscheinung erklären, daß die Gneise in der Nähe der Glimmerschiefereinlagerungen häufig stärker gestreckt sind als im mittleren Teil der einzelnen Intrusionszungen. Die Primärstreckung pflegt ja stets in den randlichen Teilen der Eruptivmassen stärker zu sein als in den mittleren.

Die Granitgneise.

Die ungestreckten Partien der Orthogneise sind meist sehr grobkörnige Granite mit wenig Quarz, viel großen Feldspäten und kleinen zwischen den Feldspäten eingeklemmten Putzen und Nestern von feinschuppigem Biotit, zu dem sich stets auch etwas Muscovit gesellt. Die Feldspäte sind im allgemeinen nicht krystallographisch umgrenzt, doch kommen hier und da auch große rechteckige Feldspatquerschnitte vor, die oft 2—3 cm Breite und 4—5 cm Länge erreichen. Sie zeigen uns das Vorhandensein porphyrischer Feldspateinsprenglinge, die jedoch auch in den ungestreckten Gesteinen meist schon durch die beginnenden Druckwirkungen der Zerbrechung anheim gefallen sind. Die Farbe des Feldspates ist weiß, oft deutlich bläulichweiß oder hellbräunlich, nur ganz ausnahmsweise rot. U. d. M. treten uns auch in den scheinbar unverändertsten Gesteinen die Wirkungen des Gebirgsdruckes auf Schritt und Tritt entgegen. Die Feldspäte sind zerbrochen, die Quarze in ein Mosaik kleiner Bruchstücke zerbrochen, die nur wenig gegeneinander verschoben sind und daher, wenn man das Präparat unter gekreuzten

Nicols dreht, fast gleich auslöschen, jedoch so, daß die einen noch etwas hell sind, während andere schon völlig schwarz erscheinen. Der Eindruck, den ein solches Quarzmosaik beim Drehen des Tisches macht, ist ähnlich dem, welchen man beim Durchschreiten einer gut glänzenden Parkettfläche hat, weshalb diese Quarze im folgenden kurz als Parkettquarze bezeichnet werden mögen. Die Verschiebung der Quarzteilchen ist meist an verschiedenen Stellen eines Quarzmosaiks verschieden, so daß beim Drehen der Gesamteindruck entsteht, als ob ein Schatten über das Quarzmosaik hinweg husche, dasselbe Lichtspiel, welches man gewöhnlich als undulöse Auslöschung bezeichnet. Aus den Parkettquarzen gehen daher undulös auslöschende Quarze hervor, wenn die einzelnen Teilchen des Mosaiks submikroskopisch sind.

Der Orthoklas ist meist durch Sericitflitterchen stark getrübt. Karlsbader Zwillinge sind nicht sehr häufig. In einer Gesteinsprobe von den Felsen auf dem Leuschnerberge wurde ein Orthoklas gefunden, der zwei nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz verwachsene Individuen zeigt, die nicht geradlinig gegeneinander begrenzt sind, sondern in unregelmäßigen Partien einander durchdringen.

Mikroklin, der in den eigentlichen Augengneisen sehr verbreitet ist, tritt im ungestreckten Granit nur selten auf, und auch da nur in den Partien, in denen höhere Druckwirkung durch starke Kataklase sich zu erkennen gibt.

Mikroperthit ist ziemlich häufig, bisweilen findet man Mikroperthite, in denen die Albitspindeln an Masse den umgebenden Orthoklas stark überwiegen.

Der Plagioklas ist recht häufig. Es ist ein sehr saurer Oligoklas. Er zeigt Zwillingsbildung sowohl nach dem Albit als nach dem Periklingesetz, oft beide Lamellierungen gleichzeitig am gleichen Individuum. Randliche Umwachsung eines Orthoklases durch Plagioklas wurde nur einmal beobachtet. Unter der Einwirkung des Druckes sind die Plagioklaslamellen oft deutlich gebogen.

Der Biotit ist meist stark zersetzt unter Neubildung von Chlorit. Apatit findet sich als gelegentliches Übergemengteil. Ein Gestein vom Südgipfel des Leuschnerberges zeigt weitgehende Neubildung von Quarz bei gleichzeitigem vollkommenem Ersatz des Biotits durch Chlorit.

Manche dem bloßen Auge vollkommen granitisch erscheinende Gesteine erweisen sich u. d. M. als so stark kataklastisch, daß bereits eine eigentliche aus kleinsten Mineralbruchstücken bestehende Grundmasse vorhanden ist, in der die unzerbrochenen Gemengteile nur noch als Bruchstücke wie die Mauersteine im Mörtel eingebettet sind. Derartige Granite mit Mörtelstruktur bilden den Übergang zu den kataklastischen Augengneisen.

Feinkörnige Abarten der Granitgneise finden sich nur selten (z. B. nördlich vom Wochenbett, im Forstrevier 5 am Leuschnerberg und in der weiteren Umgebung der Forstbauden) und nur in vereinzelten Lesestücken. Sie stellen aplitische Schlieren, vielleicht z. T. auch Bruchstücke echter Aplitgänge im Schmiedeberger Gneisgranit dar. Bezeichnenderweise findet sich in ihnen meist ziemlich viel Muscovit, welche in den grobkörnigen Gesteinen erst (als Rekrystallisationsprodukt von Sericit) bei weitgehender Auswalzung in größerer Menge auftritt. Hier dürfte der Muscovit also primär sein. Der Mineralbestand ist sonst derselbe. Mikroklin scheint in den aplitischen Orthogneisen auch bei sehr geringer Druckwirkung bereits aufzutreten. Biotit ist neben dem Muscovit stets vorhanden. Als akzessorische Mineralien findet man Apatit, Granat und Zirkon.

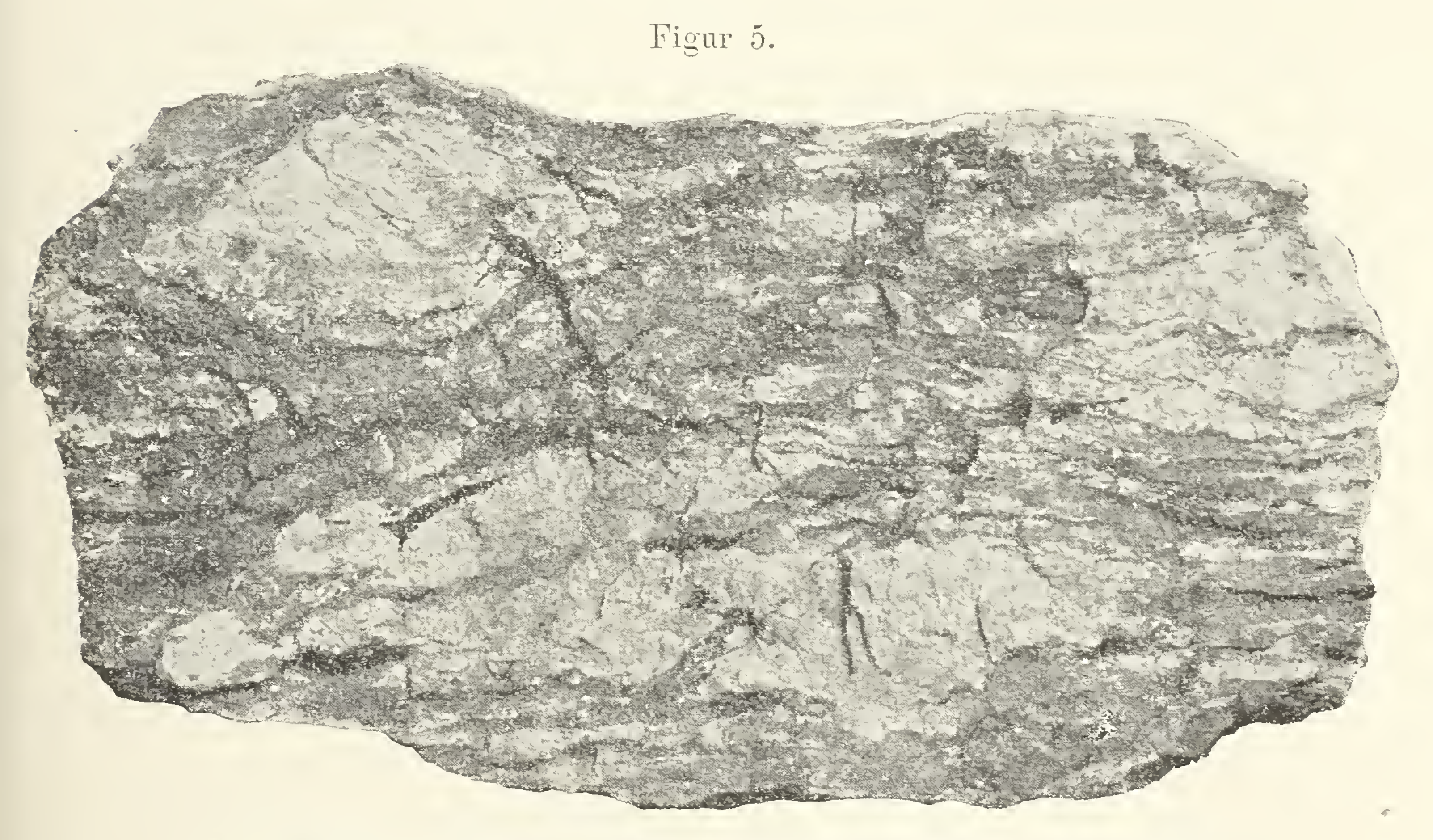
Im Landschaftsbild machen sich die Gebiete des ungestreckten Granitgneises meist als ausgedehnte Blockhalden kund.

Die Augengneise.

Die Augengneise nehmen im Schmiedeberger Gneisgebiet weitaus die größten Flächen ein. Sie bilden meist die normale Ausbildung der Gneismassen, und die körnigen, lagenförmigen und sonstigen Varietäten stellen nur Einlagerungen in ihnen

dar, mit Ausnahme allerdings des Gebietes von Steinseiffen, wo die granitisch-körnigen Gneise mit den Feldspatgneisen fast allein herrschen. Die Lagengneise lassen sich auf der Karte von den Augengneisen nicht abtrennen. Einerseits sind sie mit ihnen durch ganz allmähliche Übergänge verbunden, derart, daß die Augen immer schmäler und langgestreckter werden, und dadurch in Schmitzen und auskeilende Lagen übergehen. Andererseits sind Augengneise und Lagengneise aufs innigste durch Wechsellagerung miteinander verbunden, so daß man in demselben Aufschluß meist drei- bis viermaligen Wechsel feststellen kann zwischen Gesteinen mit oft faustgroßen Feldspataugen und solchen mit Quarzfeldspatlagen, die kaum mehr als 2—3 mm Stärke erreichen.

Figur 5.



Augengneis. Unsterste Häuser von Arnsberg. (Nat. Größe.)

Die schönste und typischste Ausbildung der Augengneise findet sich in der Umgebung des Ortes Arnsberg; auch die rings von Glimmerschiefern umzogene Gneiseinlagerung im oberen Eulengrund zeigt schöne Augengneise. Bei Arnsberg sind meist nußgroße, oft ideal linsenförmig gestaltete Feldspäte

umwoben von absätzigen Streifen, die aus Quarz mit reichlich eingestreuten Sericithäuten bestehen (Fig. 5). Werden die Feldspataugen kleiner und unregelmäßiger, die Quarzschmitzen kürzer und die Sericithäute reichlicher, so entstehen Gesteine, die man auch als großkörnige Flasergneise bezeichnen könnte. Sie sind besonders am Leuschnerberg verbreitet. Weiter nördlich bei den sog. Grenadieren findet man sogar Gneise, deren Hauptmasse als echter Flasergneis bezeichnet werden muß und in denen nur einzelne haselnußgroße Feldspatlinsen ihre Verwandtschaft mit den Augengneisen noch verraten. Diese Gesteine sind übrigens infolge eines beträchtlichen Biotitgehaltes wesentlich dunkler gefärbt. Ähnliche Gesteine aber ohne reichliche Biotitbeteiligung fanden sich an der Forstlehne in der Königlichen Forstabteilung Nr. 93.

Die Analyse eines solchen flaserigen Augengneises, der etwas mehr Biotit enthält als dies sonst die Regel ist, ergab folgende Werte (Analytiker Dr. EYME. Spez. Gew. 2.707):

	v. H.		Mol.-Proz.	Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	66,88	SiO_2	74,28	S	74,28	a = 8
TiO_2	0,63	Al_2O_3	9,50	A	6,71	c = 1,5
Al_2O_3	14,67	FeO	5,11	C	1,33	f = 10,5
Fe_2O_3	1,21	CaO	1,33	M	—	
FeO	4,47	MgO	3,07	F	8,18	
CaO	1,13	K_2O	2,66	T	1,46	
MgO	1,86	Na_2O	4,05	K	1,45	
K_2O	3,79		100,00			
Na_2O	3,80					
H_2O	0,98					
CO_2	—					
SO_3	—					
S	Spur					
P_2O_5	0,28					
	99,70					

Die theoretische Zusammensetzung ergibt 23 v. H. Quarz. 21 v. H. Orthoklas. 38 v. H. Oligoklas (mit 86 v. H. Ab) und 18 v. H. femische Gemengteile, die, vorwiegend aus Biotit bestehend, fast $^1/_{11}$ ihrer Masse Al_2O_3 enthalten.

Nicht selten kommen Gesteine vor, die einen Übergang zwischen Granitgneisen und Augengneisen vermitteln, denen man die weitgehende Kataklase aller Gemengteile schon makroskopisch ansieht, und in denen die Feldspäte bereits Linsenform angenommen haben und mit ihren Längsachsen ungefähr parallel orientiert sind, ohne daß es zur Ausbildung eigentlicher langgestreckter Flaserhäute im Gestein gekommen ist (Taf. II Fig. 1). Die Übergänge zum Lagengneis sind kenntlich durch eine gewisse Gleichkörnigkeit, die sich trotz weitgehender Schieferung dem bloßen Auge zu zeigen scheinen. Nähere Betrachtung läßt allerdings erbsengroße Feldspataugen mehrfach zwischen dem kleinkörnigen Quarzfeldspatzement erscheinen, aus dem sie sich indessen nur wenig hervorheben, wenn nur wenige und kurze Sericithäute das Gestein durchziehen.

Im mikroskopischen Bau aller Augengneise spielt die Kataklase eine sehr bedeutende Rolle. Fast sämtliche Gemengteile sind gewöhnlich vollständiger Zerbrechung anheimgefallen. Die Feldspäte lösen sich randlich in ein kleinkörniges Stückwerk auf. Die Quarze sind oft durch mehrere einander parallele Zertrümmerungszonen in schmale Streifen zerteilt. Die Zwillingslamellen der Plagioklase sind in der seltsamsten Weise verbogen und verworfen. Die Orthoklase zeigen meist eine undeutliche, verschwommen begrenzte Mikroklinstruktur. Auch echt perthitische Einwachsung von langgestreckten Mikroklinspindeln im Orthoklas (Bildung von Mikroklinmikroperthit) wird oft beobachtet. Die Biotite sind oft stark gebogen, meist jedoch zu feinschuppigen Massen, die sich nesterweis im Gestein verteilt finden, zerrieben. Ein schönes Beispiel derartiger weitgehender Kataklase zeigt ein sehr heller, fast granulitartiger Gneis, der nur wenige erbsengroße Feldspataugen umschließt. Er findet sich in einzelnen Blöcken unweit unterhalb des Kleinen Steines bei Arnsberg.

Mit der Umwandlung des Granites in Gneis ist meist eine weitgehende Sericitisierung des Orthoklases verbunden. Zunächst macht sie sich durch das Auftreten von kleinen lebhaft doppeltbrechenden Muscovitflittern im Orthoklas geltend, dann aber ergreift sie die feinkörnigen Zerreibungsprodukte des Feldspates, die zu langen Flasern wirrer Sericitmassen umgewandelt werden. Diese Flasern sind der Beweis für eine Gleitbewegung im Gestein, für ein seitliches Ausweichen desselben unter der Wirkung des Gebirgsdruckes. REINHARD (19) bezeichnet sie daher sehr passend als Gleitflasern (Taf. IV. Fig. 1). Die Ansatzpunkte für diese Gleitbewegung bieten oft die ehedem im Granit unregelmäßig verteilten Biotitnester. So ist es erklärlich, daß gerade in diesen Sericitsträhnen Streifen von völlig zerriebenem Biotit eingelagert sind. Oft sind die Biotite dabei allerdings unter Bildung von Epidot und einem ziemlich stark doppeltbrechenden Chlorit (Klinochlor) zersetzt.

Die mechanische Zertrümmerung der Granite geht nie vor sich ohne gleichzeitige starke Neubildungen, die z. T. das kataklastische Aussehen des Gesteines völlig verschleiern. So kann im äußersten Grenzfall ein scheinbar holokrystallines, also primär gestrecktes, in Wirklichkeit aber holoblastisches, also völlig rekrystallisiertes Gneisgestein entstehen. Die erste Neukrystallisation, die auch bei sonst fast ganz kataklastischen Gesteinen sich oft schon geltend macht, ist die Ausscheidung von sekundärem Quarz in langen, der Schieferung parallel gestreckten Schmitzen. Dieser neugebildete Quarz unterscheidet sich von dem ursprünglichen durch das gänzliche oder fast gänzliche Fehlen aller Druckerscheinungen, der Zerbrechung, Parkettstruktur und undulösen Auslöschung. Sehr bezeichnend ist für die Nester des neugebildeten Quarzes eine zackige, stark verzahnte Begrenzung der Individuen gegeneinander, die für die vom Druck zertrümmerten Quarze natürlich ausgeschlossen ist. Eine andere Neukrystallisation, die ebenfalls schon bei sonst noch ziemlich kataklastischen Gesteinen einzutreten pflegt, ist die Umwandlung der Sericitsträhne in Flasern von wohl indi-

vidualisiertem Muscovit. Meist sind die Tafeln dabei streng ||σ angeordnet, aber hier und da findet man auch solche, die mit ihrer Basisfläche schräg zur Schieferung stehen. Diese gelegentliche Querstellung, die man auch bei Muscovitschiefern oft beobachtet, scheint eine Eigenart des Muscovites zu sein, die indessen natürlich nicht eintreten kann, wenn während der Krystallisation noch Gleitbewegungen im Gestein stattfanden. Muscovit scheint also dem Gesetz von der Längsanordnung tafliger und säuliger Mineralien unter einseitigem Druck nicht so streng zu unterliegen, wie etwa Biotit und Hornblende.

Zwischen den Muscoviten scheidet sich dann meist auch der Biotit in kleinen ||σ gerichteten Tafeln wieder aus, meist entsteht dabei ein sehr lebhaft brauner Glimmer, der von dem ursprünglichen olivgrünen Biotit des Granites sich merklich unterscheidet. Die zu Mosaik zerquetschten Quarze pflegen bei der Rekrystallisation wieder zusammenzuwachsen: die ehemaligen Sprünge werden aber nicht völlig von Quarzmassen ausgefüllt, sondern es bleiben reichliche Flüssigkeitseinschlüsse in den Spalten zurück, die im Querschnitt gesehen als kreuz und quer gestellte Reihen den Quarz durchziehen. Zuweilen verirrt sich auch etwas Biotitsubstanz in diese regenerierten Quarze. Die Ausscheidung der für kontaktmetamorphe Bildungen so bezeichnenden »Biotiteier« ist also auch in diesen Gneisen nicht ausgeschlossen, wie sie ja überhaupt eigentlich für blastische Bildungen im allgemeinen bezeichnend sind. Nur die starke Neubildung von Biotit in kontaktmetamorphen Gesteinen bedingt das besonders reichliche Vorkommen der Biotiteier in diesen.

Die Regeneration des Feldspates scheint am schwersten einzutreten. Es bilden sich im Zerreibungsprodukt neue ausgedehnte Feldspatindividuen, die einzelne Quarzkörner umschließen. Auch myrmekitische Durchwaschungen von Quarz und Feldspat können vorkommen. In summa entstehen also Strukturbilder, die denjenigen aplitischer Granitmodifikationen mit ungefähr gleichzeitiger Ausscheidung von Quarz und Feldspat ganz ähnlich sind. Die reichliche Beteiligung von Mikroklin, der ja aller-

dings für Aplite auch nicht ganz ausgeschlossen ist, ist aber für diese regenerierten Granitgneise sehr bezeichnend.

Makroskopisch sind die Gneise mit stark ausgeheilter Kataklase dadurch kenntlich, daß sie keine weithin durchstreichenden Sericitflächen enthalten, sondern daß die Flasern aus ziemlich grobschuppigem Glimmer bestehend, kurz und mehrfach von Quarz und Feldspatarealen durchbrochen sind. Aus den Augengneisen gehen also unter der Wirkung der Rekrystallisation Flasergneise hervor.

Ein sehr bezeichnendes Übergemengteil der Schmiedeberger Augengneise ist der Turmalin. Er findet sich gern in linsenförmigen Massen mit kleinkörnigem Orthoklas verwachsen, bisweilen durchspickt er auch als kleine Nädelchen die noch unverletzten Feldspataugen. Turmalinnädelchen von mehr als 2—3 mm Länge wurden im allgemeinen nicht beobachtet. Meist erweisen sie sich u. d. M. als zonar gebaut, außen graublau und hochpleochroitisch, innen braungelb und schwach pleochroitisch. Die Turmaline sind der Kataklase und Auswalzung verfallen und also älter als diese. Sie sind zerbrochen, und wo sie von Gleitflächen abgeschert oder zur Linsenform abgequetscht werden, sind sie von Muscovitflasern umzogen. Da die Turmalinbildung wohl der letzten pneumatolytischen Phase der granitischen Gesteinsbildung angehört, so wird also hierdurch bewiesen, daß die Streckung nach der Verfestigung des Gesteins eingetreten ist, und daß man die Kataklase nicht etwa als primäre Erscheinung, als Protoklase ansehen darf. Große Turmalinfeldspataugen, die bisweilen Faustgröße erreichen und deren Turmalinsäulchen, oft zu strahligen Gruppen angeordnet, mehrere Zentimeter lang werden können, fanden sich mehrfach südlich oberhalb der Forstbaude.

Als seltene Strukturabart des Orthogneises ist ein Stengelgneis zu erwähnen, der sich im Forstrevier 13 am Landeshuter Kamm nahe nördlich von dem dort angesetzten Schurfstolln gefunden hat. Durch das Hervortreten einzelner größerer Feldspäte nähert er sich dem Augengneis. Die Glimmerflasern, die

hier der linearen Streckung entsprechend mehr die Form von langen Streifen als von ausgedehnten Flächen haben, biegen sich ganz, wie dies beim Augengneis beschrieben wurde, um die größeren Feldspäte in flachem Bogen herum.

An den Augengneis schließt sich auf das engste ein Gestein an, das vereinzelt in den Arnsberger Försterfeldern gefunden wurde. Deutlich kataklastische Feldspattrümmer, die aber nur selten Hanfkorngröße überschreiten, werden von einem Netzwerk von Glimmerflasern durchwoben, das infolge seines hohen Biotitgehaltes dunkelgrünlichgrau gefärbt ist. U. d. M. fällt die überaus starke Beteiligung des Mikroklins auf. Sehr schön ist hier auch die Erscheinung zu beobachten, daß die krystallographischen Umgrenzungsflächen des Feldspates, dort wo sie $\parallel \sigma$ ligen, durch Gleitbewegung abgeschert, dort wo sie $\perp \sigma$ liegen, noch unversehrt erhalten sind.

Die Augengneise können auf zweierlei verschiedene Urmaterialien zurückgeführt werden. In einem sehr grobkörnigen Granit können die Quarze zerstückelt, die Glimmer zerrieben werden, und zuletzt die Feldspäte randlich stark ab-

Figur 6.

Feinlagiger Orthogneis mit großem Feldspatauge.

Oberes Jockelwasser. ($\frac{2}{3}$ nat. Größe.)

gescheuert als Augen in kleinkörniger Grundmasse zurückbleiben, oder es kann dadurch, daß das Ausgangsmaterial bereits porphyrische Feldspäte in kleinkörniger Grundmasse enthielt, die Entstehung der Feldspataugen sozusagen vorgezeichnet sein. In unserem Gebiet scheinen beide Fälle vorzuliegen. Die Mehrzahl der Augengneise dürfte aus dem großkörnigen aber gleichkörnigen Granit entstanden sein, den wir im Gebiet der Granitgneise überall finden. Aber so wie dort gelegentlich auch Granite mit porphyrisch hervortretenden Feldspäten vorkommen, so sind auch unter den Augengneisen Gesteine nachzuweisen, die ganz vereinzelt in äußerst feinkörniger Masse große Feldspataugen zeigen, welche oft deutlich aus der Zerquetschung und Verschiebung automorpher Einsprenglinge hervorgegangen sind. Solche Gesteine fanden sich gelegentlich unter den Geröllen des Jockelwassers (Fig. 6).

Die Lagengneise.

Die Lagengneise sind mit den Augengneisen durch Übergänge verbunden und stellen deren extremste Abarten dar. Sie sind entstanden aus granitischen Gesteinen, die infolge ihrer Kleinkörnigkeit keine Feldspäte enthielten, welche ihrer Größe nach zur Herausbildung von augenförmigen Feldspatlinsen führen konnten, sowie durch die gänzliche Zertrümmerung großkörniger Gesteine, derart, daß selbst die größten Feldspäte völlig zu kleinkörnigem Splitterhaufwerk zerdrückt wurden. U. d. M. macht sich dies dadurch kenntlich, daß diese Gesteine fast nur aus einem der kleinkörnigen Grundmasse des Augengneises gleichenden scharfeckigen Quarzfeldspatmosaik bestehen, durch das sich lange Sericitsträhne (oder bei weitgehender Rekrystallisation Muscovitflasern) hinziehen. Hier und da ist noch ein größeres Feldspatbruchstück, sozusagen ein mikroskopisches Auge zu sehen. Die Rekrystallisation ist in diesen Gesteinen im Durchschnitt weiter fortgeschritten als in den Augengneisen, da das kleinere Korn den lösenden und mineralumsetzenden Agenzien viel größere Angriffsflächen bietet. Neugebildeter Biotit ist den

Muscovitflasern eingestreut. Lange Schmitzen von sekundären, stark miteinander verzahnten Quarzindividuen finden sich häufig. Auch eiförmige Biotitblättchen kommen im Quarz vor.

Die makroskopische Erscheinung ist teils die eines besonders langgezogenen Augengneises, teils die eines besonders stark gestreckten Flasergneises, je nachdem ein ursprünglich großkörniges oder ein kleinkörniges Gestein als Urmaterial zugrunde lag.

Von einem sehr langflaserigen aber glimmerarmen Gestein von der Halde der Bergfreiheitgrube wurde im Laboratorium für Gesteinsanalyse der Kgl. Geologischen Landesanstalt eine vollständige Analyse durch Herrn Dr. EYME gefertigt, die folgende Werte ergab (Spez. Gew. 2,641):

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	74,86	SiO_2, TiO_2, P_2O_5	82,09	S	82,09	a = 13,4
TiO_2	0,15			A	6,24	c = 2,0
Al_2O_3	13,48			C	0,90	f = 4,6
Fe_2O_3	0,54	Al_2O_3	8,59	F	2,18	
FeO	1,40	Fe_2O_3, FeO	1,72	M	—	
CaO	0,78			T	1,45	
MgO	0,25	CaO	0,90	K	1,98	
K_2O	4,39	MgO	0,46			
Na_2O	3,01	K_2O	3,06			
H_2O	0,67	Na_2O	3,18			
SO_3	Spur		100,00			
P_2O_5	0,34					
	99,87					

Diese Analyse läßt folgende theoretische Zusammensetzung des Gesteins errechnen: 24,5 v. H. Orthoklas, 28,5 v. H. eines sehr sauren Plagioklases mit 87 v. H. Albitmolekül, 7,5 v. H. gefärbte Gemengteile und zwar Biotit, daher der Tonerdeüberschuß, und 39,5 v. H. Quarz. Diese theoretische Zusammensetzung ist von der tatsächlichen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, nicht wesentlich verschieden. Bezeichnend ist

im Gegensatz zu dem fast gleichviel Quarz enthaltenden Gneis der Petzelsdorfer Gruppe der hohe Orthoklasgehalt und der sehr geringe Gehalt an gefärbten Gemengteilen.

Die Schlierengneise.

Die Schlierengneise sind eine besondere Abart der Lagengneise, die sich dadurch auszeichnet, daß keine oder nur eine ganz zurücktretende Spaltbarkeit nach der im übrigen gut sichtbaren Schieferung vorhanden ist. Diese Unabhängigkeit des Bruches von der Schieferung tritt bald mehr, bald weniger hervor. Im extremsten Falle zeigt das Gestein muschligen Bruch, und die durch wechselnde mineralogische Zusammensetzung bezeichnete Schieferung läuft quer durch die Bruchflächen hindurch, ohne sie merklich zu beeinflussen (Taf. II Fig. 2). Die Schlierengneise sind stets kleinkörnig und von hellbrauner oder hellrötlicher Farbe. Die Glimmerflasern sind meist ziemlich dunkel und biotitreich, aber nur spärlich, so daß sie die Gesamtfarbe des Gesteines wenig beeinflussen. Besonders verbreitet sind diese Gesteine am Bibersberg, doch wurden sie auch bei der Bergfreiheitgrube, beim Arnsberger Forsthaus und in der Talschlucht des Himmelseifen am Osthang des Melzergrundes gefunden.

Die hervortretendste mikroskopische Eigenschaft ist der schlierige Aufbau aus abwechselnden, meist etwa 2 mm starken Lagen von vorwiegendem Quarz und vorwiegendem Feldspat. Die feldspatreichen Schlieren enthalten nur wenig und nur feinschuppigen Glimmer, in den quarzreichen Schlieren nimmt der Glimmer, und zumal der Muscovit, eigenartige zackige, völlig allotriomorphe Formen an, die besonders im Querschnitt der Glimmerindividuen deutlich hervortreten (Taf. IV, Fig. 2). Druckerscheinungen fehlen hier vollkommen und da das Gefüge kein ausgesprochen blastisches ist, so scheint hier eine primäre Struktur und zwar eine Art Fluidalstruktur vorzuliegen. So wie in manchen Effusivgesteinen Fluktuation sich durch dünne Wechsellagerung verschieden gefärbter Schlieren kenntlich macht, scheint hier ein solcher Wechsel von feldspat-

reichen basischeren und feldspatarmen ultrasauren Schlieren vorzuliegen. Runde und selbst polygonale Einschlüsse von Quarz in Feldspat sprechen ebenfalls für granitische bezw. aplitische Natur dieser Gesteine. Einmal wurde sogar eine etwas pegmatitähnliche Verwachsung von Quarz und Feldspat bemerkt.

Immerhin ist es eine auffallende Erscheinung, die sehr zur Vorsicht bei der Beurteilung dieser Gesteine mahnt, daß sie besonders häufig in der Nähe des Zentralgranites auftreten. Auch bei dieser Struktur ist es daher nicht völlig ausgeschlossen, daß dennoch eine blastische Rekrystallisation vorliegt, die unter dem befördernden Einfluß der Hitze des benachbarten Zentralgranites bis zu vollständiger Zerstörung aller mechanischen Druckbildungen sich steigerte.

Gegen diese Auffassung spricht es indessen, daß auch weit abseits vom Granit, am sogenannten Kleinen Stein bei Arnsberg der Granitgneis rings um einen Schiefereinschluß dieselbe schlierige Anordnung zeigt. Auch hier findet man die skelettartige Form des Muscovites. Die vielen rundlichen Quarzeinschlüsse in den großen Orthoklasen sprechen für ein den Apliten etwas nahestehendes Gestein. Bemerkt sei noch die Beobachtung eines halb zersetzten Orthitkornes.

Die Blauquarzgneise.

In der weiteren Umgebung von Arnsberg, am Mittelberge, am Kleinen Stein und nördlich vom Jockelwasser, findet sich eine Abart des Orthogneises, die aus einem Granit mit sehr hohem Quarzgehalt hervorgegangen ist.

In granitisch-körnigem Zustande bestehen diese Gesteine aus einem holokrystallin-körnigen Gemenge von Quarz, Orthoklas, Oligoklasalbit, Biotit und Muscovit. Der Quarz kann fast die Hälfte der gesamten Gesteinsmasse ausmachen. Die beiden Feldspäte bilden bis auf die sehr spärlichen und kleinen Nester und Putzen von feinschuppigem Biotit die gesamte übrige Masse des Gesteines. Sie sind beide von weißer Farbe, der Orthoklas

oft etwas ins gelbliche, der Plagioklas bisweilen etwas ins grünliche spielend. Biotit in automorphen größeren Blättern wurde nur ausnahmsweise beobachtet. Die Quarze erreichen in diesem Gestein im Gegensatz zu dem normalen Gneisgranit nicht selten Haselnußgröße, während die Feldspäte, die sonst oft faustgroß sind, hier den Quarz nur unbedeutend an Größe übertreffen.

Die am meisten in die Augen springende Eigenschaft dieses Gesteines ist die ausgesprochen blaue Färbung des Quarzes, welche meist ein helles und trübes Himmelblau darstellt, sich aber bis ins bläulich-milchweiße abstufen kann. Diese Blaufärbung ist eine Farbe trüber Medien und wird bedingt durch die Myriaden von kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, von denen die Quarze durchstäubt sind. Diese Flüssigkeitseinschlüsse bestehen aus wässerigen Lösungen (flüssige Kohlensäure konnte nicht nachgewiesen werden) und sind im Querschnitt reihenförmig, im Raume flächenförmig angeordnet. Sie deuten die Lage von feinen Sprungklüften an, welche die Quarze des Gesteines nach allen Richtungen durchziehen. Die Blaufärbung ist also als eine bezeichnende Wirkung beginnender Druckumformung anzusprechen.

Mit zunehmender Auswalzung durchlaufen die Blauquarzgneise ungefähr dieselbe Reihe der Umformungen wie die anderen Gneise, doch erscheinen die einzelnen Abstufungen hier etwas anders. Vor allem kommt es infolge des kleinen Kornes der Feldspäte nicht zur Ausbildung echter Augengneise. Augenbildend tritt hier im Gegenteil nur der Quarz auf, doch sind diese Quarzaugen, da bei der Abquetschung viel vom Material des ursprünglichen Quarzindividuums in der Grundmasse verloren geht, selten mehr als erbsengroß. Um so häufiger sind Gesteine, die noch fast richtungslos körnig sind, und denen man doch die vollkommene Kataklase aller Gemengteile durch eine Art Breccienstruktur schon mit unbewaffnetem Auge ansieht. Oft zeigen solche brecciöse Kataklasgneise auch auf einer der Querschnittrichtungen schon deutliche Lentikularstruktur.

Nur selten kommt es wegen des geringeren Feldspatgehaltes der Gesteine zur Ausbildung von weithin gestreckten sericitischen Gleitflasern, und selbst die stark gestreckten Abarten von Blauquarzgneis sind mehr langflaserige Gneise als eigentliche Lagengneise.

Turmalinausscheidungen finden sich hier ebenso wie im Augengneis. Auch hier haben die turmalinreichen Partien meist die Form von etwa fingerdicken oder handtellergroßen Linsen.

Der mikroskopische Anblick dieser Gesteine bestätigt vollkommen das Bild, welches man sich mit unbewaffnetem Auge von der Struktur dieser Gesteine macht. Die Kataklase spielt die alleinherrschende Rolle, gegen welche primäre Streckung sowie Rekrystallisation völlig zurücktreten. Neben Orthoklas und Albit ist auch Mikroklin außerordentlich stark vertreten. Der meist ölgrüne Biotit ist oft zu Chlorit zersetzt, und zwar an relativ druckfreien Stellen zu Pennin, dort, wo er eine Auswalzung erfahren hat, zu Klinochlor. Hier und da findet man ihn auch regeneriert in zusammenhängenden Flasern, doch tritt dies nur ausnahmsweise ein. Bemerkenswert ist es, daß in diesen Flasern bisweilen mitten in einem $\parallel \sigma$ orientierten Biotitindividuum ein quergestellter Muscovit als Einschluß auftritt.

Sericitflasern sind oft durch Neubildung bereits zu kleinblätterigem Muscovit regeneriert; häufig sind beim Blauquarzgneis kleine in die Grundmasse eingestreute Sericitfläserchen. Die Sprödigkeit der großen Quarzkörner läßt es in diesem Gestein nicht zur Bildung langgestreckter Quetschzonen kommen, sondern bewirkt eine mehr allgemeine kleinkörnige Zersplitterung.

Die Feldspatgneise.

Die Feldspatgneise bilden eine besondere Abart der Orthogneise, die namentlich im Gebiete der Forstbauden große Verbreitung hat und sich in fast geschlossener Masse am Nordhang des Forstkammes von der Quelle des Jockelwassers bis fast an den unteren Eulengrund hinzieht.

Diese Gneise zeichnen sich aus durch das gänzliche Zu-

rücktreten des Biotites und die meist recht geringe Beteiligung des Quarzes. Diejenigen, in denen der Quarz sehr zurücktritt und der Feldspat noch obendrein eine fast reinweiße Farbe hat, eignen sich als Rohmaterial zur Porzellanfabrikation. Sie wurden daher in einem großen Steinbruch am Westabhange des Forstlangwassertales gebrochen, in Schmiedeberg zu Pulver gestampft und dienen so zur Herstellung eines wenig feinen, aber sehr harten Porzellans, welches sich besonders zu Isolatoren, Bierflaschenverschlüssen usw. eignet.

Eine Schieferung ist in den Feldspatgneisen meist nicht zu beobachten. Bilden sich serizitische Gleitflasern heraus, so entsteht ein Gestein, das sich von den biotitärmeren normalen Augen- und Lagengneisen in keiner Weise mehr unterscheidet. Auch Kataklase ist mit bloßem Auge meist nicht zu sehen, da das Gemenge von Quarz und weißen Feldspäten natürlich auch ein weißes Zerreibungsprodukt ergibt, aus dem sich die Bruchstückform der erhalten gebliebenen Gemengteile kaum heraushebt.

U. d. M. in polarisiertem Licht tritt indessen die Kataklase deutlich hervor. Sie ist hier genau so wie bei den anderen Gneisen entwickelt, es fehlen aber, da nur fast ungeschieferte Gneise als Feldspatgneise ausgeschieden wurden, die sericitischen Gleitflasern. In einem feinsplitterigen Zerreibsel liegen also Bruchstücke von Orthoklas, saurem Oligoklas, Mikroklin und Mikroperthit. Der Quarz zeigt meist Parkettstruktur und undulöse Auslöschung, letztere kommt neben Verbiegungen und Verwerfungen der Zwillingslamellen auch beim Plagioklas vor. Primär-granitisch und nicht sekundär-blastisch ist wohl die Eigenschaft des Quarzes, oft in einzelnen polygonalen Körnern im Orthoklas eingeschlossen zu liegen. Winzige Körnchen von Apatit und Granat kommen akzessorisch im Gestein vor. Außerdem wurden auch hier gelegentlich linsenförmige Nester gefunden, die aus einem von Turmalinsäulen kreuz und quer durchspickten Orthoklas bestehen.

Wenn die Größe des Kornes der Feldspatgneise abnimmt,

so entstehen aplitähnliche Gesteine, die sich aber von den echten Aplitgängen des Zentralgranites, die meist hellfleischrot und lockerkörnig sind, durch weißliche Farbe und geschlossenes, festes Gefüge unterscheiden.

Feldspatgneise mit vereinzelten Biotitputzen, also Übergänge von Feldspatgneis zu normalem Granitgneis finden sich nicht nur an der Grenze dieser beiden Gesteine, sondern auch recht häufig hier und da mitten im Feldspatgneisgebiete.

D. Gruppe des Petzelsdorfer Gneises.

Die Hornblendegneise.

Die Hornblendegneise umfassen die basischeren und meist auch weniger gestreckten Teile des östlichen Gneisgebietes. Es sind vorwiegend die mittleren Teile der Intrusion, welche hierher gehören, während an den Rändern der Gneisintrusionen eine stärkere flaserige und meist auch quarzreichere Gesteinspartie sich hinzieht. Im südlichsten Teil des Gneisgebietes, am Schafberg bei Oppau ist diese randliche Flasergneiszone nur örtlich entwickelt. Im nördlichen Teil fehlt sie z. B. am Ostfuß des Dürrberges und am Ostrande der Gneismasse westlich von Pfaffendorf. Die weiter östlich gelegene Gneispartie ist mit den angrenzenden Amphiboliten durch starke Wechsellagerung verbunden und zeigt daher keine derartige Randzone von Flasergneis.

Petrographisch kann man drei verschiedene Abarten des Hornblendegneises unterscheiden. Eine grobkörnige mit rötlichen Feldspäten bietet dem unbewaffneten Auge ungefähr das Bild eines großkörnigen Syenites, eine kleinkörnige mit weißen Feldspäten zeigt ein Bild, wie wir es etwa von kleinkörnigen Dioriten gewöhnt sind, und eine dritte Art mit saussuritischen grünlichen Feldspäten und etwas ophitischer Struktur bietet ungefähr das graugrüne verwaschene Bild eines saussuritischen Quarzdiabases. Alle drei Abarten bestehen im wesentlichen aus Plagioklas, Hornblende und wechselnden Mengen von offen-

sichtlich primärem Quarz. Orthoklas ist stets in geringer Menge beteiligt, tritt aber gegen den Plagioklas sehr zurück. Die Analyse eines Gesteines der Gruppe, angefertigt durch Herrn Dr. EYME, ergab folgende Werte:

Körniger Hornblendegneis
Friedenshöhe bei Petzelsdorf. Bl. Schmiedeberg. Anal. EYME.
Spez. Gew. 3,063.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		Koeffizienten nach OSANN
SiO_2	49,37	SiO_2		S	55,17	a = 1,5
TiO_2	0,35	TiO_2	55,17	A	2,48	c = 5,6
Al_2O_3	17,90	P_2O_5		C	9,20	f = 12,9
Fe_2O_3	3,69	Al_2O_3	11,68	M	3,89	
FeO	7,76	FeO	10,21	F	21,47	
CaO	11,02	CaO	13,09	T	—	
MgO	4,43	MgO	7,37	K	1,01	
K_2O	0,51	K_2O	0,36			
Na_2O	1,97	Na_2O	2,12			
H_2O	2,63		100,00			
SO_3	Spur	+ 0,07 v. H. FeS_2				
S	0,06					
P_2O_5	0,27					
CO_2	—					
	99,96					

Diese Zusammensetzung entspricht ungefähr einem Gesteine mit 3 v. H. Orthoklas, 53,5 v. H. Labrador Ab_1An_2 (31 v. H. Ab), 43 v. H. femischen Gemengteilen und 0,5 v. H. Quarz.

Hierbei ist zu bemerken, daß der Quarzgehalt des Gesteines im Steinbruch an der Friedenshöhe, welches wegen seiner großen Frische als Analysenmaterial ausgewählt wurde, ein abnorm geringer ist.

Chemisch nähert sich daher das Gestein außerordentlich dem Amphibolit, während es makroskopisch dem Hornblende-

gneis völlig gleicht und sich nur durch das fast völlige Fehlen des Quarzes von ihm unterscheidet.

Man kann wohl annehmen, daß diese besonders basische Natur des Gesteins von der Friedenshöhe verursacht wird durch große Mengen von Amphibolitmaterial, welche das ursprünglich viel saurere Orthogneismagma resorbiert hat. Hierfür spricht auch die eigenartige Lage, die der zugehörige Projektionspunkt im OSANN'schen Dreieck einnimmt (vgl. Textfigur 9 am Ende dieser Arbeit). Es liegt weit abseits von den normalen Gneisen und nahe bei der Projektion der ebenfalls wahrscheinlich durch Einschmelzung entstandenen Zoisitamphibolite.

Wesentlich andere Ergebnisse zeigte dementsprechend die Analyse eines Hornblendegneises der dritten Gruppe.

Körniger Hornblendegneis zwischen Hirschrinne und Beckengrund nördlich von Klette. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,697 (Analytiker KLÜSS).

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach GRUBENMANN		nach OSANN
SiO_2	68,94	SiO_2	74,73	S	74,73	a = 8,7
TiO_2	0,79	TiO_2		A	6,98	c = 2,1
Al_2O_3	13,87	P_2O_5		C	1,78	f = 9,4
Fe_2O_3	0,82	Al_2O_3	8,76	M	0,50	
FeO	2,58	Fe_2O_3	2,93	F	7,75	
CaO	1,98	FeO		T	—	
MgO	2,68	CaO	2,28	K	1,40	
K_2O	0,43	MgO	4,32			
Na_2O	6,49	K_2O	0,23			
H_2O	1,38	Na_2O	6,75			
SO_3	Spur		100,00			
S	0,07	+ 0,08 v. H. FeS_2				
P_2O_5	0,23					
CO_2	—					
	100,26					

Diese Zusammensetzung entspricht ungefähr einem Gestein von 2 v.H. Orthoklas, 61 v.H. Oligoklasalbit Ab_8An (mit 88 v.H. Ab), 15,5 v.H. femischen Gemengteilen und 21,5 v.H. Quarz. Bezüglich des Plagioklases ist jedoch zu bemerken, daß dem mikroskopischen Befunde nach reiner sekundärer Albit neben einem wesentlich basischeren Plagioklas vorhanden ist. Auch ein großer Teil des Quarzes dürfte sekundär sein, wie denn überhaupt die Gesteine der dritten Gruppe recht beträchtliche mechanische und chemische Umsetzungserscheinungen erkennen lassen.

Die Gesteine der ersten Gruppe bieten, wie schon gesagt wurde, einen dem Syenit ähnlichen Anblick. Ihr Vorkommen ist fast völlig auf die Friedenshöhe bei Petzelsdorf und deren nähere Umgebung beschränkt. Wenn sich Quarz in größeren Körnern einstellt, so hat er meist die für kataklastische Gesteine bezeichnende intensiv bläuliche Farbe. Diese ist auch hier als »Farbe trüber Medien« aufzufassen und wird verursacht durch eine Häufung winziger Flüssigkeitseinschlüsse auf massenhaften wieder verheilten Spalten, die das Quarzkorn kreuz und quer durchziehen. Auch sonst zeigt der Quarz selbst in den völlig ungestreckt erscheinenden Gesteinsproben starke Zerbrechungserscheinungen (undulöse Auslöschung, Parkettstruktur usw.). Der Plagioklas ist meist durch reichliche Ausscheidung von Zoisitsäulchen und unregelmäßigen Epidotkörnchen stark getrübt. Die Hornblende, die meist in der Prismenzone wohl begrenzt und automorph ist, zeigt niemals eine Terminierung der Säulchen. Ihre äußeren Partien sind meist hell gefärbt und haben einen Pleochroismus zwischen graugrün und hellbraun, während die Kerne der Krystalle wesentlich dunklere, von schmutziggrün zu oliv wechselnde Farbtöne aufweisen. Zwillingsbildung nach 100 kommt nur selten vor. Apatitsäulchen durchspicken als älteste Gemengteile die Hornblenden. Oft ist der Amphibol zu einem wirren Gemenge von Chlorit, Epidot und etwas Eisenerz zersetzt. Als Seltenheit sind rosarote Granatquerschnitte in manchen Schliffen zu sehen.

Unter den Culmgeröllen des angrenzenden Gebietes sind solche großkörnige, makroskopisch wenig gestreckte Gesteine nur sehr selten zu finden. Als extreme Ausbildungsformen mag ihnen ein Gestein zugehören, welches lange schlanke Hornblendenädelchen von 10—20 mm Länge und 1—2 mm Dicke in einer Plagioklasgrundmasse zeigt. Für eine Zugehörigkeit dieses seltsamen Gesteinstypus zur gneisgranitischen Reihe (nicht zu den Amphiboliten) spricht das Vorkommen von Quarz in schöner myrmekitischer Verwachsung mit Feldspat. Daß schon wesentliche Umsetzungen chemischer Natur in dem Gestein stattgefunden haben, beweist die große Menge von Zoisitsäulchen, welche den Feldspat erfüllen, daß aber endlich die mechanische Umformung nur gering war und nicht etwa eine sekundär entstandene Ausscheidung von Hornblende mit Plagioklas vorliegt, zeigt ein langes zartes Apatitsäulchen, welches zwar mehrfach zerbrochen ist, dessen einzelne Teile aber nur wenig gegeneinander verschoben sind.

Ganz eigenartiger Natur ist ein Culmgeröll, das aus einem außerordentlich granatreichen Granatamphibolit besteht. Dieses Gestein ist vielleicht als ein halb assimilierter Nebengesteinseinschluß im Hornblendegneis, also als eine Resorptionsschliere aufzufassen. Der Granat umschließt kleine Quarzkörner und ziemlich große, scharf automorphe Magnetitkrystalle. Umgeben und verkittet wird er durch ein Gemenge von basischem, stark von Zoisit zersetztem Plagioklas und zarten Säulchen von Hornblende mit blaugrünem und gelbgrünem Pleochroismus. Daneben findet sich, besonders bei starker Vergrößerung, viel ölgrüner Biotit. Zwischen den Hornblenden versteckte Bruchstücke schlanker Apatitsäulen sind hier und da zu finden.

In der weiteren Umgebung der Friedenshöhe finden sich mehrfach Gesteine, in denen man unschwer mechanisch stärker gestreckte Abarten des »Diorits« der Friedenshöhe erkennt. Sie zeigen u. d. M. starke Kataklasstrukturen. Die Hornblendekrystalle sind in ihren äußeren Teilen stark epidotisiert und die

Apatitsäulchen sind zerbrochen. Geht die Auswalzung durch den Gebirgsdruck noch weiter, so entstehen ausgesprochen schieferige Gesteine, die in einer lichtbraunen feinschuppigen Sericitgrundmasse nur noch hanfkorngroße schwarze Hornblendeaugen erkennen lassen. U. d. M. bieten diese Hornblendeaugen teils das typische Bild linsenförmig abgequetschter Reste, teils sind sie durch Neukrystallisation zu ziemlich automorphen Porphyroblasten geworden. Auch kleine scharf automorphe Hornblendesäulchen, die streng $\parallel \mathfrak{s}$ der umgebenden feinschuppigen Grundmasse eingestreut sind, legen Zeugnis von der starken Neukrystallisation des Hornblendemoleküles ab. In einer der Gesteinsproben zeigen übrigens diese zarten Hornblendenädelchen die höchst bezeichnende graublaue Achsenfarbe für den $\parallel \mathfrak{c}$ schwingenden Lichtstrahl. Oft ist von diesen »Glaukophanuraliten« ein Krystallrest der ursprünglichen Hornblende (mit gelbgrüner Achsenfarbe $\parallel \mathfrak{c}$) umgeben. Ein Gemenge von Sericit und Zoisit bildet die Gleitflasern dieser Gesteine, der Quarz zwischen ihnen ist stark zerbrochen und zeigt undulöse Auslöschung, seltener sind größere Quarze mit augenförmiger Gestalt. Der Feldspat ist meist nur noch neugebildeter Albit. Der Epidot ist den Gleitflasern in kleinen Körnchen reichlich eingestreut, bisweilen aber tritt er auch konkretionär in größeren linsenförmigen Körnern auf. Neben Pennin fungiert als Zersetzungsprodukt der Hornblende auch Klinochlor, besonders dort, wo eine starke Auswalzung nachweisbar ist, wo also ein starker Streß während der Bildung des Chlorites herrschte. Bisweilen tritt in solchen Gesteinen auch der besonders für die Biotitschiefer bezeichnende hellgelbbraune Biotit auf.

Dieser Biotit zeigt alle optischen Eigenschaften des gemeinen Meroxen, nur seine Eigenfarben sind eigenartig, insofern er einen Pleochroismus zeigt, der zwischen leuchtendem Gelbbraun und sattem Dunkelbraun schwankt. Er findet sich nur in ziemlich dicken unregelmäßigen Blättern und scheint nur geringe Elastizität zu haben. Makroskopisch erscheint er tombakbraun und lebhaft fettglänzend. In einer Hornblende-

gneisprobe, in der er ebenfalls im Gestein reichlich vorhanden ist, bildet er mit Albit zusammen ein schmales Gangtrümmchen, wobei die Glimmerblätter nach Art der Kammstruktur in den Zinnerzgängen sämtlich normal zum Salbande stehen. Sicher ist er überall ein sekundäres, erst während der Metamorphose entstandenes Mineral.

Die feinkörnigen Hornblendegneise der zweiten Gruppe finden sich an den verschiedensten Stellen des Gneisareales. Sie gleichen, wie schon gesagt wurde, abgesehen von gewissen fast nie fehlenden Streckungserscheinungen, einem feinkörnigen Diorit. Kleine Quarzkörnchen sind meist erst mit der Lupe erkennbar. Man sieht auf dem Querbruch dicht gestellte kleine grünlichschwarze Hornblendeaugen, die von einer weißlichen feinschuppigen Masse umflossen sind. U. d. M. erweist sich diese Grundmasse als hauptsächlich Plagioklas, der meist völlig zu Albit mit reichlichen Zoisit- und Epidoteinschlüssen umgesetzt ist. Oft werden diese trüben umgesetzten Feldspäte von einem klaren Anwachsstreifen neugebildeten Albites umgeben, welche dann im Gegensatz zu den mittleren Partien keine Zwillingsbildung zeigt. Der spärliche Quarz ist meist sekundär. Die Hornblende von üblichen graugrünen Farben bildet nicht nur die Augen, sondern beteiligt sich neben Chlorit auch reichlich an der Grundmasse. Manche Hornblendeaugen sind auch durch einen filzigen Knäuel kleinster neugebildeter Hornblendefasern und etwas Chlorit ersetzt. Bezeichnend sind Klumpen und Schlieren von feinkörnigem Titanitstaub. Pyrit bildet scharf automorphe, meist fast völlig zu Limonit oxydierte Krystalle.

In den gestreckten Abarten dieser Gruppe ist meist etwas mehr sekundärer Quarz vorhanden. Auch der Zoisit ist noch viel reichlicher. Die Titanitstaubklumpen sind $\parallel \sigma$ langgestreckt, die Hornblende zeigt oft einen sehr starken, fast polysynthetischen Zwillingsbau nach 100, wobei die Zwillingsebene stets ziemlich genau $\parallel \sigma$ liegt. Die spärlichen Apatite sind stets zerbrochen und oft wie angefressen.

In den Gesteinen dieser zweiten Gruppe findet man oft basische ||σ gestreckte Einlagerungen, die offenbar als stark resorbierte Nebengesteinseinschlüsse aufzufassen sind. Die Gesteine nähern sich auch oft auffallend den allerdings meist viel grobkörnigeren Zoisitamphiboliten, die wahrscheinlich als ein diapeptisches Grenzprodukt zwischen Hornblendegneis und Amphibolit aufzufassen sind.

Nur einmal wurde im Hornblendegneis beim Wirtshaus zum grünen Walde ein unveränderter Nebengesteinseinschluß gefunden. Dieser besteht aber nicht aus Amphibolit, sondern aus einem kalkführenden Muscovitglimmerschiefer, der nur durch Führung von viel Epidot, viel Chlorit und etwas Hornblende sich in etwas den Amphiboliten nähert.

Die weitaus größte Menge der Hornblendegneise gehört der dritten Gruppe an und zeigt, auch wenn keine starke mechanische Metamorphose (Schieferung) eingetreten ist, die Spuren starker chemischer Umsetzung. Im Handstück sind diese Gesteine oft von den Amphiboliten schwer zu unterscheiden. U. d. M. zeichnen sie sich durch viel geringere Beimengung femischer Gemengteile aus. Die dunkelgraugrüne Farbe ist nur eine Folge der allgemeinen Durchstäubung des ganzen Gesteines mit Chlorit und Epidot. Kleine Epidotäderchen lassen hier und da die reichliche sekundäre Ausscheidung dieses Minerales deutlich erkennen. U. d. M. zeigen auch die scheinbar ungestreckten Gesteine starke Zerbrechungserscheinungen. Der spärliche Quarz ist meist, soweit er nicht sekundär neugebildet ist, sehr undulös und in ein Parkett kleiner Splitter zerbrochen. Auch die Plagioklase lösen sich bisweilen randlich in ein feinsplitteriges Gemenge kleiner Bruchstücke auf. Die Zwillingslamellen sind oft deutlich gebogen und an Sprüngen verworfen. Nicht selten sind die Spalten im Plagioklas durch Neubildung wieder ausgeheilt, wobei aber die sekundäre Plagiokalssubstanz bei gleicher optischer Orientierung einen wesentlich gröberen Zwillingsbau zeigt als die primäre (Tafel IV, Fig. 4). Der spärliche Orthoklas ist oft von

Quarz durchlöchert. Die größeren Hornblenden sind von schilfigem Aussehen und an ihren Enden pinselförmig ausgefranst. Kleine Säulchen neugebildeten Amphiboles vagabundieren in allen Feldspäten. In derselben Weise tritt der Epidot auf. Die schlanken Apatitnadeln sind stets zerbrochen. Titanit tritt in drei verschiedenen Formen auf; erstens als Leukoxen, weißlichen Belag auf Ilmenittafeln bildend, zweitens als feinkörniger Titanitstaub, kleine Körnchen von Titanomagnetit umgebend, und endlich drittens in scharf automorphen oft zerbrochenen Krystallen, unabhängig von primären Erzbildungen, letzterer ist natürlich als primäre magmatische Ausscheidung der ursprünglichen Dioritmasse anzusehen.

Ist in diesen Gesteinen die Streckung noch weiter gegangen, so entstehen feinschuppige dunkelgrüne Schiefer, in denen der Chlorit makroskopisch und mikroskopisch überhand nimmt. In dem Maße wie der Chlorit pflegt auch der Epidot zuzunehmen, die Hornblende aber zurückzutreten. Es ist stets ein blaßgrüner, wenig doppelbrechender Pennin, der durch seine langen, streng parallel geordneten Blättchen dem Gestein das schiefrige Gefüge gibt. Neben dem ursprünglichen ziemlich basischen Plagioklas (bis 17° Auslöschungschiefe gegen die Trennungsfläche symmetrisch geschnittener Zwillingslamellen) findet sich Albit und auch etwas Orthoklas. Zoisit spielt in diesen chloritreichen Gesteinen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Der Quarz ist ziemlich reichlich vorhanden und zeigt stets bedeutende Zersplitterung und undulöse Auslöschung. Apatit und Titanomagnetit, letztere mit feinem Titanitkranz, sind nicht häufig. Als Abart schließt sich hier auch ein grün und weiß gemasertes feinflaseriges Gestein an, das man am richtigsten als Chloritgneis bezeichnen würde, doch ist es nur ein besonders epidotarmer, unter Kataklase des reichlichen Quarzes schiefrig gewordener chloritischer Hornblendegneis.

Als Seltenheit wurde am Westfuß des Dürrberges ein Hornblendegneis gefunden, der durch makroskopisch hervortretende größere Plagioklase in einer höchst feinkörnigen, nur

mit der Lupe erkennbaren Grundmasse von Quarz, Feldspat und Hornblende eine deutlich porphyrische Struktur zeigt. Dieses Gestein erscheint dem bloßen Auge ganz ungestreckt, zeigt aber u. d. M. eine großartige Kataklasstruktur. Große plumpe Titanitkrystalle sind besonders deutlich in einzelne scharfkantige Splitter zerbrochen.

Zum Schluß muß hier noch einer besonderen Art des Hornblendegneises gedacht werden, die ein so eigenartiges Gepräge zeigt und so bedeutende Flächen einnimmt, daß sie auf der Karte besonders dargestellt werden konnte und mußte. Es sind dies die als Quarzalbitgesteine bezeichneten extremsten Umsetzungsbildungen des Hornblendegneises, die in der Gegend westlich von Oppau und Hermsdorf besonders am Rande des Gneises gegen den Amphibolit auftreten. Es sind schmutziggraue oder ockerbraune, ungeschieferte, hornsteinartige Massen, die oft von Limonitadern kreuz und quer durchzogen werden. Dunkle Gemengteile sind mit bloßem Auge meist gar nicht darin zu sehen, nur ein grünlicher Farbton des schmutziggrauen Gesteins läßt die Beteiligung von etwas Chlorit und Epidot vermuten. Quarz und Albit, und wenn die Gesteine nicht allzulange den Atmosphärilien ausgesetzt waren, auch etwas Calcit bilden hier u. d. M. eine unregelmäßig körnige Grundmasse, in der Epidotkörnchen in großer Zahl eingestreut liegen. Auch Titanit ist meist in diesen Gesteinen noch sichtbar und kleine Chloritfetzchen sind überall zwischengeklemmt. Bisweilen ist etwas Pyrit in groben, scharf auskrystallisierten Würfeln ausgeschieden.

Diese Gesteine stellen offenbar den äußersten Grad chemischer Umsetzung der Hornblendegneise, in denen alle Gemengteile sekundärer Entstehung sind, dar. Daß auch eine mechanische Beeinflussung mit dieser Umsetzung verbunden war, zeigt das Vorkommen undulöser und zerplitterter Quarze, doch hat der Gebirgsdruck nicht die Kraft gehabt, in den Gesteinen eine deutliche Schieferung zu verursachen.

Die Flasergneise.

Die Flasergneise stellen eine saure und stärker gestreckte Abart der Hornblendegneise dar. Dies geht schon aus ihrer chemischen Zusammensetzung hervor, die sich eng an diejenigen der saureren Hornblendegneise anschließt. Konnte man aus der Analyse des Gneises zwischen Hirschrinne und Beckengrund z. B. eine theoretische Zusammensetzung von 2 v. H. Orthoklas, 61 v. H. Oligoklasalbit (88 v. H. Ab), 15,5 v. H. gefärbten Gemengteilen und 21,5 v. H. Quarz berechnen, so entspricht der Zusammensetzung zweier Flasergneise im Mittel ein Gemenge von 2,5 v. H. Orthoklas, 50,5 v. H. Oligoklasalbit (88,5 v. H. Ab), 9,5 v. H. gefärbten Gemengteilen und 37,5 v. H. Quarz. Wir finden also eine Abnahme der gefärbten Gemengteile und eine Zunahme des Quarzes.

Die erwähnten beiden Analysen sind folgende:

Flasergneis. Bahneinschnitt am Harteberge. Bl. Schmiedeberg. Anal. Eyme. Spez. Gew. 2,675.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		Koeffizienten nach Osann
SiO_2	73,96	SiO_2	80,04	S	80,04	a = 8,5
TiO_2	0,19	TiO_2		A	5,64	c = 1,5
Al_2O_3	10,46	P_2O_5		C	1,00	f = 10,0
Fe_2O_3	0,69	Al_2O_3	6,64	F	6,68	
FeO	2,36	Fe_2O_3	2,40	M	2,24	
CaO	2,80	FeO		T	—	
MgO	1,26	CaO	3,24	K	1,88	
K_2O	0,35	MgO	2,04			
Na_2O	5,17	K_2O	0,24			
H_2O	1,08	Na_2O	5,40			
CO_2	1,30		100,00			
SO_3	0,19					
P_2O_5	0,10					
	99,91					

Flasergneis. Nordfuß des Büttnerberges. Bl. Schmiedeberg. Spez. Gew. 2,676. Anal. Eyme.

	v. H.	Mol.-Proz.		Koeffizienten nach Grubenmann		Koeffizienten nach Osann
SiO_2	74,53	SiO_2		S	80,46	a = 10,8
TiO_2	0,22	TiO_2	80,46	A	6,11	c = 3,8
Al_2O_3	13,01	P_2O_5		C	2,13	f = 5,4
Fe_2O_3	1,19	Al_2O_3	8,24	M	0,30	
FeO	1,45	Fe_2O_3	2,25	F	3,06	
CaO	2,11	FeO		T	—	
MgO	0,32	CaO	2,43	K	1,83	
K_2O	0,59	MgO	0,51			
Na_2O	5,47	K_2O	0,41			
H_2O	0,73	Na_2O	5,70			
SO_3	0,07		100,00			
S	—					
P_2O_5	0,11					
CO_2	Spur					
	99,80					

Dasjenige Gestein, welches dem vormetamorphen Ausgangsmaterial am nächsten kommen dürfte, ist das in der zweiten Analyse gegebene. Es ist ein feldspatreicher, nur wenig flaseriger Granit mit vereinzelten Blauquarzen und wenigen kleinen schwarzgrünen Epidotchloritflecken, die das gefärbte Gemengteil ersetzen. U. d. M. zeigen diese Epidotchloritflecken noch ganz deutlich die Umrisse eines prismatischen Minerals, sind also sicher Pseudomorphosen nach Hornblende oder Augit. Die Feldspäte und Quarze sind stark zerbrochen, da aber die Kataklase noch nicht zur Herausbildung einer feinsplittrigen Zertrümmerungsmasse geführt hat, so kann man sie nicht wohl als Mörtelstruktur bezeichnen. Das Orthoklasmolekül ist zumeist als Mikroklin zugegen, der bisweilen die Plagioklase mit einem dünnen Rande umzieht. Öfters jedoch ist auch der Orthoklas zu unregelmäßigen Sericitpartien umgewandelt.

Die Mehrzahl der Gneise und unter ihnen der des Bahnein-

schnittes am Harteberg zeigt bereits dem bloßen Auge eine deutliche, ziemlich grobe Flaserung und intensiv blaue Quarze. Der Flaserung entspricht u. d. M. eine deutliche, starke Mörtelstruktur; in dieser ist allerdings bei den gröberen Abarten eine Parallelstreckung bis ins kleinste noch nicht nachweisbar. Die Bruchstücke liegen vielmehr ziemlich regellos in dem kleinkörnigen Zement. Natürlich zeigen dabei die Plagioklase allerlei Verwerfungen und Stauchungen ihrer Zwillingslamellen, die Quarze eine stark undulöse Auslöschung und Auflösung in ein Parkett von scharfeckigen gegeneinander etwas verschobenen Splittern. Die Schieferung wird nur durch schmale und kurze Chloritflasern angedeutet, die in der feinkörnigen Grundmasse hier und da auftreten. Interessant und für die sekundäre Natur der Flasern beweisend ist der Umstand, daß diese die Grenze des Gneises gegen das amphibolitische Nebengestein stellenweise treppenartig verworfen haben und sich im Amphibolit als feine Epidotadern ein Stück weit fortsetzen. Diese Verhältnisse sind sehr deutlich an einem Kontaktstück von Gneis mit Amphibolit zu sehen, welches im Bahneinschnitt am Harteberge geschlagen wurde (Taf. II, Fig. 3). Da die Streckung noch nicht so stark war, daß nicht hier und da druckfreie Hohlräume entstehen konnten, so ist wirr angeordneter Chlorit und auch Calcit an einzelnen Stellen nesterweise zu sehen. Der Epidot bildet auch hier mit etwas Chlorit Pseudomorphosen nach Hornblende. Magnetit ist nur wenig vorhanden. Hier und da hat sich der Sericitstaub zu Muscovitblättchen wieder zusammengeschlossen.

Bei den Gesteinen, welche eine sehr vollkommene Streckung aufweisen, bildet die kleinsplittrige Grundmasse weitaus den größten Teil. In ihr liegen nur einzelne stets $\parallel \sigma$ langgestreckte Bruchstücke von Plagioklas, Quarz und Orthoklas. Der Chlorit bildet lange Strähnen und Flasern, denen reichlich Epidot eingestreut ist. Mehrfach findet sich wohl in solchen Chloritsträhnen auch noch der Rest eines Hornblendekrystalles. An druckfreien Stellen hat sich Quarz neugebildet und gelegentlich auch Chlorit, der dann die geldrollenartigen Aggregationsformen des Helminthes

aufweist. Als Neubildung tritt auch in einem der Flasergneise jener schon früher beschriebene tiefgelbe Biotit auf. Er findet sich lediglich in den Chloritflasern, verrät aber hier seine blastische Natur dadurch, daß er sich der Schieferungsrichtung nicht anpaßt, sondern als später gebildetes Mineral kreuz und quer gestellt ist.

Im Handstück sind die stark gestreckten Gesteine stets kleinkörnig bis dicht. Die Parallelstruktur äußert sich teils durch feinschuppigen Bau, dann sehen sie den stark gestreckten Abarten des Hornblendegneises sehr ähnlich, teils durch das Auftreten von einzelnen ganz ebenen, sericitisch glänzenden Flaserflächen.

Die Injektionsgneise.

Die Gneise, welche in dünnen Lagen mit den Amphiboliten wechsellagern, sind zum größten Teil sehr wenig gestreckt. Meist erscheinen sie als grob- bis mittelkörnige, stets sehr glimmerarme Granite. Chloritputzen finden sich öfters in ihnen, aber sie sind meist an Spalten gebunden und erweisen sich als sekundäre Neubildungen, als Einwanderung von wasserhaltigem MgAl-Silikat aus den benachbarten Amphiboliten. Auch in diesen Gneisen ist der Plagioklas der weitaus überwiegende Feldspat. U. d. M. zeigen sie schöne Zerbrechungserscheinungen. Die Plagioklaslamellen sind nicht nur verworfen, sondern bisweilen auch unter Biegung zusammengestaucht (Taf. IV, Fig. 3). Die Risse und Spalten in den Plagioklasen sind bisweilen mit neuer, nicht verzwillingter Plagioklassubstanz ausgeheilt; doch kommt auch Zwillingsbildung in diesen Spaltenfüllungen vor, die sich dann an diejenige des umgebenden Minerals ansetzt, aber wegen der Verschiebung der Lamellen zu beiden Seiten der Spalte keine regelmäßige Wiederherstellung des ursprünglichen Zwillings bewirken kann. Gleitflasern mit chloritischen Zermalmungsprodukten sind häufig, gehen aber in den ungestreckt erscheinenden Gesteinen einander nicht parallel, sondern kreuz und quer. In einem Granit von der Loreley fand sich etwas Orthit mit der charakteristischen

Epidotrinde. Auch Mikroperthit als Entmischungsprodukt ist hier sehr schön zu beobachten.

Die gestreckten Abarten des Injektionsgneises sind von langen, untereinander parallelen Gleitzonen durchzogen, die aber nur wenig mit Chlorit und Sericit, vielmehr mit feinkörnigen Zerreibungsmassen des Quarzes und der Feldspäte erfüllt sind. Auch die Gesteinsmasse zwischen den eigentlichen Gleitzonen ist gestreckt. Sie zeigt Mörtelstruktur mit deutlicher Parallelstellung kleiner länglicher Splitterchen in der Grundmasse und mit linsenförmig abgequetschten und zu langen Schwänzen ausgezogenen Quarz- und Feldspatresten.

Makroskopisch fällt aus dem Rahmen der Granite heraus ein überaus feinkörniges lichtbraunes Gestein vom Südhang des Rohnenberg-Gipfels (als Rohnenberg bezeichnet man die östlich über der Rohnauer Schwefelkiesgrube sich erhebende Höhe). U. d. M. erweist sich dieses Gestein als feinkörnig granitisch, freilich ist die einstmalige Struktur durch eine sehr weitgehende Kataklase stark verwischt. Es tritt auch hier der schon erwähnte gelbbraune Biotit auf, dagegen ist Epidot und Chlorit nur sehr spärlich. Vereinzelt haben die sauren Plagioklase noch automorphe Formen, es scheint also ein kleinkörnig porphyrartiger Granit oder Albit mit porphyrischen Feldspäten starker Kataklase verfallen zu sein. Daß übrigens auch hier sekundäre Neubildungen und Verheilungen nach der Kataklase eingetreten sind, zeigt in einem Dünnschliff dieses Gesteines folgende interessante Erscheinung:

Im Gestein ist ein zartes, mikroskopisch kleines Spältchen mit sekundärem Quarz ausgefüllt. Es trifft auf eines der zahlreichen Quarzkörner des Granites und scheint es nicht zu durchsetzen, sondern erst jenseits desselben wieder neu zu beginnen. Genaue Beobachtung zeigt aber als Verbindung der beiden Quarztrümer im Quarzkorn eine trübe, an Flüssigkeitseinschlüssen reiche Zone. Es ist offenbar das Spältchen im Quarz anfänglich ebenso aufgerissen wie in der umgebenden Grundmasse, bei der Verheilung hat aber der neugebildete Quarz dieselbe optische

Orientierung angenommen, wie das benachbarte Quarzkorn, so daß er von diesem nur noch durch die reichlichere Führung von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden ist (Taf. IV, Fig. 5).

Der Muscovitgneis.

Ganz im äußersten Osten des Gebietes tritt noch eine besondere, als Muscovitgneis bezeichnete Orthogneisvarietät auf, die nur auf eine kleine Strecke unter dem übergreifenden Culm hervorkommt. Es sind langflaserige feldspatreiche Gneise, deren Flaserflächen dicht mit Muscovit belegt sind. Der beträchtliche Quarzgehalt tritt erst beim Betrachten mit der Lupe hervor. U. d. M. sind auch diese Gesteine deutlich kataklastisch, die feinsplittrige Grundmasse ist aber reichlich von Muscovitflasern und Sericit-Epidot-Strähnen durchzogen. Auch hier ist der Feldspat überwiegend ein Plagioklas und zwar ebenfalls ein Oligoklasalbit. Er zeigt sich nicht nur nach dem Albit- und Periklingesetz sondern gelegentlich auch nach dem Bavenoer verzwillingt, eine in Gneisen sonst recht seltene Erscheinung. Der Muscovit ist sehr großblättrig, ordnet sich aber in der Lage seiner Blättchen streng der Schieferungsrichtung unter. Sehr bezeichnend ist es, daß die Kataklase in der Nachbarschaft der Muscovitflasern wesentlich stärker ist als in der Mitte zwischen zwei solchen. Die Muscovitflasern sind also Ebenen starker Gleitbewegung gewesen. Vereinzelt findet man in den Muscovitflasern Tafeln von ölgrünem Biotit.

E. Kontaktgesteine des riesengebirgischen Zentralgranites.

Kontaktmetamorphose der Glimmerschiefer.

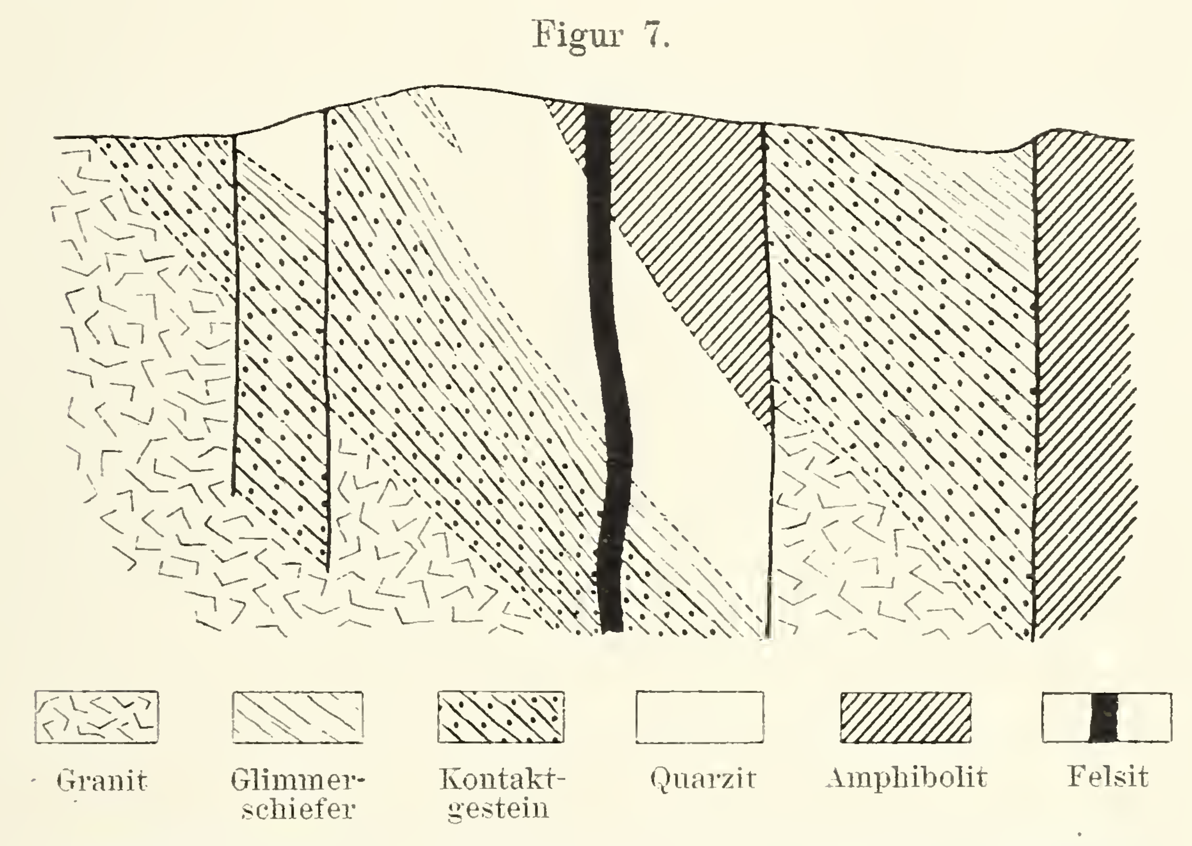
Eine Kontaktwirkung des riesengebirgischen Zentralgranites läßt sich mit Sicherheit überall dort nachweisen, wo Glimmerschiefer an den Granit grenzen. Dort wo das angrenzende Gestein aus Gneis besteht, ist eine Kontaktwirkung nur in seltenen und besonders günstigen Fällen bemerkbar. Man kann drei ver-

schiedene Gebiete unterscheiden, in denen deutliche Kontakterscheinungen auftreten.

1. das Gebiet nördlich und südlich vom Ochsenkopf,
2. das Gebiet von Oberschmiedeberg,
3. das Gebiet vom Eulengrund bis zur Schneekoppe.

Als Kontaktmineralien treten im Glimmerschiefer Andalusit, Cordierit und neugebildeter tiefbrauner Biotit auf. Andalusit und Cordierit scheinen sich gegenseitig zu vertreten. Biotit kommt mit jedem der beiden anderen Mineralien oder auch allein Hornfelse bildend vor. Cordierit scheint stets, Andalusit nur bisweilen mit Biotit vorzukommen. Wir finden also Biotithornfelse, cordieritführende Biotithornfelse, andalusitführende Biotithornfelse und biotitfreie Andalusitglimmerschiefer.

Figur 7.



Spezialprofil in der Richtung Neu Jannowitz-Adlersruh südl. von Kupferberg.

Am Ochsenkopf dringt die Kontaktwirkung 300 bis 400 m tief in das Gestein vor. Auch finden sich deutlich kontaktmetamorphe Gesteine noch dort, wo der Glimmerschiefer bereits durch eine schmale Zunge von Orthogneis vom Granit getrennt wird. Daß am Kernkretscham und bei Adlersruh nochmals ganz abseits

vom Granit Garbenschiefer auftreten, beruht auf der Wirkung von Verwerfungen, die hier eine horstartige Glimmerschieferscholle herausgehoben haben. Diese Garbenschiefer zeigen uns aber auch, daß der Granit in der Tiefe viel weiter nach Osten vordringt, daß seine Grenze also mit den Schichten des Glimmerschiefers nach Osten einfällt (Fig. 7).

Die Andalusit- und Cordieritgesteine des Ochsenkopfgebietes sind meist grobflaserig und wurden daher seit alters als Cordieritgneise (Dichroitgneise WEBSKY's (8)) bezeichnet. Sie gehören indessen nicht zur Gneisformation, sondern sind eine Kontaktfacies der Glimmerschiefer.

Schon mit unbewaffnetem Auge erkennt man die kontaktmetamorphe Veränderung meist daran, daß diese Gesteine keine vollkommene schiefrige Spaltbarkeit mehr besitzen, und daß die Flasern ohne scharfe Grenzen in die umgebende Gesteinsmasse übergehen, so daß in extremen Fällen eigentliche Flaserhornfelse entstehen.

Die Gesteine dieser Art lassen u. d. M. meist eine sehr deutliche Paragneisstruktur erkennen. Ein Gemenge von Quarz, Orthoklas und Plagioklas ist von Muscovitflasern wellig durchzogen. Eingestreut sind in großer Menge braune automorphe Biotite, deren Tafeln teils $\parallel \sigma$ geordnet, teils regellos eingestreut sind. Auch die für Kontaktgesteine so sehr bezeichnenden eiförmigen Biotiteinschlüsse im Quarz und Feldspat sind reichlich vorhanden. An eigentlichen Kontaktmineralien findet sich Cordierit oder Andalusit. Ersterer ist allerdings meist in Aggregate feinschuppiger pinitischer Zersetzungsprodukte übergegangen. Einzelne Turmalinnädelchen sind wohl nicht als Kontaktbildungen, sondern als ursprüngliche Bestandteile des Glimmerschiefers aufzufassen, eher als Kontaktneubildung könnte man den Magnetit ansehen, der z. B. einem Gestein vom Rothenzechauer Forsthaus sehr reichlich eingestreut ist. Rutil findet sich meist nur im Biotit in zarten Nädelchen.

Grobkörnig und sehr biotitreich sind die typischen flaserigen Biotithornfelse im nördlichen Teile des Kontakthofes bei Wal-

tersdorf. Hier findet sich neben dem großtafligen Biotit auch viel Magnetit, vor allem aber reichlich und in großen deutlichen Körnern entweder Cordierit oder Andalusit, die sich gegenseitig zu vertreten und einander auszuschließen scheinen. Der Andalusit ist nicht selten mit dem Biotit gesetzmäßig verwachsen. Akzessorisch findet man in diesen Gesteinen Epidot, Titanit, Apatit, Granat und Rutil.

Extrem andalusitreich ist ein Gestein dieser Gegend, in welchem man schon makroskopisch die lebhaft glänzenden stecknadelkopfgroßen Andalusitkörnchen ähnlich wie die Albite des Feldspatamphibolites hervorleuchten sieht. U. d. M. sind diese Andalusite, wie gewöhnlich, von Quarzkörnchen siebartig durchlöchert, und oft auch von Muscovitflitterchen durchsetzt. Biotitporphyroblasten sind auch diesem Kontaktgestein regellos und in großer Menge eingestreut.

Manche Gesteine, besonders solche, die sich nahe der innersudetischen Hauptverwerfung finden, sind von den normalen Glimmerschiefern nur schwer zu unterscheiden, da ihre Biotite gebleicht sind und sie durch reichliche, das Gestein $\parallel \sigma$ durchsetzende Sericitflasern eine sekundäre diaphtoritische Schieferung erhalten haben. Der Cordierit ist hier meist vollkommen zu feinschuppigen Massen mit Aggregatpolarisation zersetzt. Den Sericitflasern ist oft etwas Klinochlor, ziemlich dunkelgrüner Chlorit mit relativ hohen Polarisationsfarben, zwischengelagert.

Ein Gestein vom Sauberge zeichnet sich aus durch die reichliche Beteiligung von Hornblende und das akzessorische Auftreten von Orthit. Ein anderes vom Kalkofen bei Rothenzechau ist nur wenig kontaktmetamorph und daher arm an Biotit und Cordierit.

Ziemlich selten ist ein Auftreten von Cordierit ohne gleichzeitige Biotitausscheidung. Ein derartiges Gestein wurde südlich vom Trig. Punkt 814.5 in der Nähe des obersten alten Marmorbruches gefunden. In diesem Gestein, welches übrigens ziemlich granatreich ist, wurde die sonst recht seltene polysynthetische Zwillingsstreifung am Cordierit beobachtet (Taf. IV, Fig. 6).

Als sericitisch zersetzten Cordieritquarzit kann man ein Gestein bezeichnen, das makroskopische erbsengroße Quarze in einer grünlichweißen feinschuppigen Sericitgrundmasse führt. U. d. M. gewahrt man innerhalb der Sericitmassen deutliche Cordieritreste, während sich der Quarz oft zu typischer Pflasterstruktur zusammenschließt.

Ein makroskopisch fast dichter, weder andalusit- noch cordieritführender Biotithornfels ist ein graues, splittriges, hornsteinartig dichtes Gestein der Gegend von Hohenwaldau. Das höchst feinkörnige Quarzfeldspataggregat mit ausgezeichneter Pflasterstruktur ist hier völlig durchstäubt von winzigen eiförmigen Biotitblättchen.

Neben den Hornfelsen und Flaserhornfelsen finden sich auch gelegentlich, allerdings nur als große Seltenheit, Fleckschiefer und Fleckhornfelse, erstere zeigen eine phyllitartig feinschiefrige Spaltbarkeit und auf den Spaltflächen nur vereinzelte dunklere Flecke (Taf. II, Fig. 4). Letztere sind dicht bis feinschuppig und zeigen eine fleckenweise, zwischen dunkleren und helleren Tönen wechselnde Färbung. U. d. M. erweisen sich die dunkleren Flecke als Andalusitausscheidungen, die den gesamten Feldspat, Sericit und Muscovit blastisch verdrängt haben und nur noch die Quarze als massenhafte dichtgedrängte Einschlüsse enthalten. In diesem Gestein findet sich auch ein tiefdunkelbrauner, nur wenig durchscheinender Eisenspinell in kleinen scharfen Oktaederchen.

Bekannt und mehrfach beschrieben ist das Lager von Magnetit mit grobstengligem Lievrit, das unter dem Namen »Einigkeitsgang« auf der Einigkeitsgrube dicht südlich von Kupferberg abgebaut wurde, da es stellenweise stark mit Kupferkies und Schwefelkies imprägniert ist. Es handelt sich jedoch hier, wie schon KRUSCH nachwies, nicht um einen echten Gang, sondern um ein konkordant im Glimmerschiefer aufsetzendes Lager, das wahrscheinlich durch kontaktmetamorphe Umwandlung eines Kalkes oder Kalksilikatgesteines entstanden ist.

Die Fleckschiefer gehen hier und da durch langfaserige Form der Andalusitausscheidungen in Garbenschiefer über. Diese Garbenschiefer finden sich stets nur in den äußeren Teilen des Kontakthofes. Es ist, wie schon erwähnt wurde, für die Stratigraphie unseres Gebietes höchst bemerkenswert, daß ganz vereinzelte Garbenschiefer auch am Westrande des Glimmerschieferhorstes der Adlergrube auftreten.

Ein Schiefer, der sich nordöstlich der Kreuzschänke fand und der neben Quarz Sericit, Muscovit und etwas Apatit, massenhafte kleine Säulchen von Turmalin (hellbraun $\sim$ graublau pleochroitisch) $\parallel \mathfrak{c}$ eingestreut enthält, kann nur mit Vorbehalt als eigentlich kontaktmetamorph bezeichnet werden, da der Turmalin dem Glimmerschiefer auch weit abseits vom Kontakthofe nicht ganz fremd ist.

Die Kontaktgesteine des Gebietes von Oberschmiedeberg finden sich in einzelnen Lesesteinen am Fuß des sog. Wochenbettes. Auch die Glimmerschiefer im Hangenden des westlichen Teiles der Erzformation zeigen noch vereinzelt Kontakterscheinungen, doch scheint sich die Wirkung des Granites selten mehr als 200 m tief in das Nebengestein hinein erstreckt zu haben. Auch ist die Intensität der Veränderung des Nebengesteines hier keineswegs so groß wie am Ochsenkopf. Die Gesteine haben meist ihre schiefrige Absonderung vollkommen beibehalten. Sie unterscheiden sich von den normalen Glimmerschiefern nur durch dunklere Färbung und größere Festigkeit. Gesteine, die man als Flaserhornfels bezeichnen muß, wurden nur einmal in der Forstabteilung 109 beobachtet, sonst sind alles hornfelsartige Glimmerschiefer oder Schieferhornfelse. Die Kontaktmineralien sind teils Cordierit, teils Andalusit; eine starke Neubildung von Biotit ist stets daneben zu beobachten. Der Andalusit ist meist von sehr blasser Farbe, die nur in einzelnen unregelmäßigen Flecken zu einem deutlichen Rosarot sich verdichtet. Einmal wurde auch eine gesetzmäßige Verwachsung von Biotit und Andalusit beobachtet, derart, daß die Richtungen stärkster Absorption in

beiden Mineralien einander parallel liegen, der Pleochroismus also beim Drehen zu gleicher Zeit das tiefste Rot des Andalusits und das tiefste Braun des Biotits erscheinen läßt. Die Kontaktbiotite pflegen den Andalusit in großen Mengen zu umschwärmen. Bemerkenswert ist ein Andalusitglimmerschiefer, der eigentümliche kugelrunde Knötchen enthält, die von der Schiefermasse wirbelartig umfaßt werden. Sie bestehen aus einem verworrenen Gemenge von Biotit und Muscovitblättern mit kleinen Zoisitkörnchen. Ihre ganze Erscheinungsform läßt darauf schließen, daß umgewandelte Granatkörnchen vorliegen. Der Granat ist also, worauf schon früher hingewiesen wurde, in diesem Falle nicht nur kein Kontaktmineral des Zentralgranitites, sondern scheint sogar unter der Wirkung der Kontaktmetamorphose zersetzt worden zu sein. Hingegen deuteten verschiedene Anzeichen darauf hin, daß er eine Kontaktbildung des Orthogneises darstellen dürfte.

Die cordieritführenden Gesteine unterscheiden sich makroskopisch wenig von den andalusitführenden. Der Cordierit ist stets zum mindesten randlich stark in pinitische Massen zersetzt und auch im Innern durch Glimmerschüppchen getrübt. Der Biotit in automorphen Individuen und kleinen eirunden Blättchen ist sehr verbreitet. Granat war in einem dieser Gesteine noch wohl erhalten. Auffallend ist ein hoher Gehalt der Cordieritschiefer an kleinen unregelmäßig runden Turmalinkörnchen, die hier in solcher Menge auftreten, daß man geneigt ist, sie der Kontaktwirkung des Zentralgranites zuzuschreiben. Sicher erweisen läßt sich das aber auch hier nicht, zumal auch die Kontaktwirkung des ganz nahe benachbarten Orthogneises mit im Spiele sein könnte.

Den schwächsten Grad der Kontaktmetamorphose zeigen Glimmerschiefer, die nur von kleinen kreuz und quer gestellten Biotittäfelchen und eirunden Biotitblättchen durchstreut sind.

Die Kontaktgesteine des Riesenkammes sind meist ziemlich großkörnig und gneisartig, so daß sie als Flaserhornfelse bezeichnet werden können. Sie sind zum Teil schon durch

MÜLLER (20) kurz beschrieben worden. Der Cordierit spielt hier die weitaus vorherrschende Rolle. Als Seltenheit wurde am Grenzstein 167 ein Kontaktgestein gefunden, welches aus einem der früher beschriebenen Feldspatglimmerschiefer entstanden ist. Der Feldspat bildet scharf begrenzte, rundliche, von Limonithäuten umgebene Massen in dem sonst als Andalusithornfels zu bezeichnenden Gestein. Andalusitisch ist auch ein Gestein vom Jubiläumsweg des Koppenkegels, welches dicht an der Granitgrenze entnommen wurde. Kontaktbiotit tritt hier sehr zurück, dagegen ist die reichliche Ausscheidung kleiner Magnetitkörnchen bemerkenswert.

Cordierithornfelse sind besonders schön östlich vom Eingang zum Eulengrund zu sehen. Sie treten hier in engster Verbindung mit einem hochkrystallinen Amphibolit auf. Die Gesteine sind überaus reich an tiefbraunem Biotit, daneben findet sich viel Cordierit, beide offensichtlich als Neubildungen in einer fast richtungslos körnigen, dem bloßen Auge verschwommen erscheinenden Grundmasse. Bezeichnend ist es, daß parallele Streifen schwarzer Erzkörnchen hier quer durch alle Gemengteile das Gestein durchziehen, als Palimpsestbildung deren blastische Entstehung beweisend. Akzessorisch fanden sich in diesem Gestein neben den Kontaktmineralien und neben Quarz und Muscovit als Reste der ursprünglichen Gesteinsmasse noch Zirkon, Magnetit, Titanit, Rutil und Apatit, sowie als Zersetzungsprodukte Chlorit und Pinit. Auch die Gesteine am alten Bergwerke im Eulengrund sind denen am Eingang dieses Tales ganz ähnlich.

Unter den Geröllen des Eulenbaches fand sich übrigens auch als bezeichnendes Produkt der äußeren Kontaktzone ein sehr schön ausgebildeter Garbenschiefer mit $1^1/_2$ cm langen und $^1/_2$ cm breiten Andalusitgarben.

Erwähnt werden muß noch die äußerst starke Kontaktwirkung, welche die losgelöste Schieferscholle östlich von den Krummhübeler Kirchen erfahren hat. Diese Scholle, die von

Aplitgängen kreuz und quer durchzogen ist[1]), besteht zwar zumeist aus Orthogneis, doch kommen auch einzelne Schieferlagen darin vor, die allerdings kaum mehr als solche kenntlich sind, da sie völlig in dunkelblaugrauen, fast dichten Hornfels umgewandelt erscheinen. Das bloße Auge erkennt hier in einer dichten Grundmasse nur zahllose winzige Biotitschüppchen. U. d. M. nimmt der Cordierit fast zwei Drittel der Gesteinsmasse ein. Die formlosen und meist stark durch pinitische Zersetzung getrübten Cordierite sind von Quarzkörnchen siebartig durchlöchert. Biotite, hier und da sekundär in Chlorit verwandelt, sind in Täfelchen und eirunden Blättchen in Myriaden dem Gestein eingestreut. Außer scharfrandigen Magnetitoktaederchen und hier und da einem kleinen Apatitsäulchen oder einem Pynitnestchen nehmen keine weiteren Mineralien am Aufbau des Gesteines teil. Ein ganz gleiches Gestein findet sich noch als kleinere im Granit eingeschlossene Scholle am Westabhang des Lehne genannten Berges. Hier steht es in kleinen Felsköpfen dicht am Bretterzaun des Ziegelrothschen Sanatoriums an.

Kontaktmetamorphose der Gneise.

Kontaktmetamorphe Einwirkungen des Granites auf den Orthogneis sind nur sehr selten zu beobachten. Gewöhnlich ist auch den Gneisen mit Ausnahme vielleicht einer etwas verschwommenen Struktur mit bloßem Auge keine Kontaktwirkung anzusehen. Erst das Mikroskop zeigt eine geringe Neubildung von Andalusit in solchen Gesteinen. Der Biotit, der sonst als das primäre Mineral anzusehen ist, ist hier z. T. deutlich jünger als Muscovit, da er eine kontaktmetamorphe Neubildung darstellt. So wurde als höchst seltsame Ausbildung zwischen den Blättern eines dicktafeligen Muscovites ein schmaler Streifen Biotit eingeschlossen gefunden, dessen Blättchen kammförmig senkrecht zu den Wänden der Spalte, also zu den Muscovitlamellen, sich anordnen. Am Bibersberg und nahe

[1]) Die gleiche Erscheinung zeigt sich auch am Gneis des Rabensteins und an vielen anderen Stellen in unmittelbarer Nähe des Kontaktes.

nördlich vom Wochenbett wurden solche andalusitführende Orthogneise gefunden.

Ein ziemlich feinlagiger Augengneis vom Landeshuter Kamm zeigt dunkelgraue Farbe, und zwar, wie das Mikroskop lehrt, durch reichliche Ausscheidung von kurzschuppigem Biotit, der nur wenig ||σ angeordnet ist und eigentümliche lappenförmige Umgrenzungen zeigt. Auch hier dürfte ein Kontaktprodukt vorliegen.

Ebenso ist zum kontaktmetamorphen Orthogneis ein hellbraunes, fast dichtes Gestein zu rechnen. Ein wabenartig struiertes Quarzfeldspatgemenge mit massenhaft eingestreuten winzigen, oft eiförmigen Biotittäfelchen. Es fand sich dicht am Granit auf der Vorkuppe der Freien Koppe (Friesensteine) nordweistlich vom Rothenzechauer Forsthause.

In eigentlichen Hornfels verwandelt zeigt sich ein kleines gneisartiges Schieferfragment, das nördlich vom Bibersberge als Einschluß in einem Aplitgange sich fand. Hier ist das typische Bild eines echten Biotithornfelses zu beobachten, Pflasterstruktur und regellos eingestreute kleine Biotitschüppchen und blastische durchlöcherte große Biotite.

Dem Gneise muß man wohl seiner äußeren Erscheinungsform nach auch das helle Kontaktgestein zuweisen, das sich im großen Steinbruch östlich von den Krummhübeler Kirchen fand. Es ist ein quarzitähnliches, jedoch deutlich bläulichgraues Gestein mit spärlichen schwarzen Biotitschmitzen. U. d. M. gewährt es den Anblick eines typischen biotitarmen Biotithornfelses. Quarz, Orthoklas und ziemlich basischer Plagioklas bilden ein dicht geschlossenes polygonales Grundpflaster, welchem Biotit in Täfelchen und eirunden Blättchen regellos eingestreut ist. Als ursprüngliche Gesteinsgemengteile sind einzelne größere Quarzkörner und die hier und da im Pflaster eingeklemmten Muscovitfetzen anzusehen. Turmalinsäulchen sind ziemlich reichlich vorhanden. Sie sind zonar aufgebaut; um einen braunen Kern liegt erst eine blaue, darum abermals eine braune Hülle. Rutil, Zirkon und Apatit finden sich als akzessorische, etwas Chlorit als sekundäre Mineralbildung.

F. Gesteine der Grünschieferformation.

Die Grünschiefer des angrenzenden Gebietes, also besonders die der Bleiberge und die Grünschieferlinsen im Phyllitgebiet bei Prittwitzdorf konnten ihrer Struktur nach in zwei Gruppen getrennt werden, in körnig-schuppige und feinschiefrig-schuppige. Erstere bilden meist dunkelgrüne unebenschiefrige Gesteine, deren Schieferabsonderung nicht selten gegen einen scharfkantig stückigen Zerfall zurücktritt. U. d. M. zeigen sie ein ausgesprochen kataklastisches Gefüge, indem Bruchstücke bräunlicher Augitkrystalle in einer fein zerriebenen Grundmasse liegen, die teils von Zoisitsäulchen, teils von Epidot und Hornblende reichlich durchstäubt liegen. Wurstförmige Streifen von Titanitstaub liegen $\parallel \sigma$ eingestreut. Der Augit hat bisweilen noch die gehackten Formen diabasischer Intersertalstruktur, oft ist er von uralitischer Hornblende umgeben, die meist blaßgrüne Farben hat, wohingegen bläuliche Farbtöne, die man nicht selten beobachtet, auf die vagabundierenden Hornblendenädelchen in der Grundmasse beschränkt ist. Nur einmal wurde die bläuliche Hornblende als feiner Bart einem Augit in paralleler Anordnung aufgewachsen gefunden. Aber auch hier liegt kein echter Uralit, kein reines Produkt molekularer Umsetzung vor, sondern die bläulichen Hornblendesäulchen sind über das Areal des ursprünglichen Augites hinausgewachsen und spießen in die umgebende Grundmasse hinein. Ein ganz gleicher Fall wird übrigens schon von GÜRICH (21) beschrieben.

Die Plagioklasreste des Gesteines sind kaum mehr als solche zu erkennen, geschweige denn ihrer Natur nach näher zu bestimmen. Das Maximum der bestimmbar symmetrischen Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingslamellierung betrug 14°. Es liegt also wahrscheinlich Andesin vor. Einmal wurde in einem besonders frischen Gestein ein unzersetzter Olivin gefunden. Der Quarz, der nur in der feinsplitterigen Grundmasse vorkommt, ist offensichtlich sekundären Ursprunges. Das-

selbe gilt natürlich vom Chlorit, der sich bald vereinzelt, bald zu Nestern gehäuft in der Grundmasse findet. Die Epidotkörnchen sind oft sehr tiefgrün gefärbt.

Die feinschuppig-schiefrigen Grünschiefer sind meist wesentlich heller als die der vorigen Gruppe. Ein helles Graugrün ist ihre gewöhnlichste Farbe, doch kommen auch braune Farbtöne vor. Dem unbewaffneten Auge erscheinen diese Gesteine oft fast dicht, bisweilen sogar hornsteinartig, so daß man sie als dünnplattig-schiefrige Adinole bezeichnen kann.

Die normale Mikrostruktur ist hier ein parallel gestrecktes Gemenge von Feldspat, Chlorit und Hornblende, das nur noch einzelne augenförmige Augitreste umschließt. Bisweilen findet man statt der Augitaugen Hornblendeaugen echt uralitischer Entstehung. Der Feldspat ist teils Andesin (12^{0} max. sym.), teils auch unverzwillingter Albit. Die Hornblendesäulchen haben auch hier oft blaue Achsenfarbe der kleinsten Elastizitätsachse. Auch die bei den Amphiboliten mehrfach erwähnten lebhaft braunen Biotite kommen vor. Diejenigen Gesteine, in denen aller Augit uralitisiert oder gar durch blastische Hornblende ersetzt ist, nähern sich also sehr den Gesteinen der Amphibolitgruppe.

Chlorit, Epidot, Zoisit, Magnetit und Titanit fehlen selbstverständlich auch hier nicht. Der Quarz ist bisweilen gangförmig in Streifen $\perp \sigma$ angehäuft, die aber gegen die umgebende Gesteinsmasse nicht scharf abgegrenzt sind (verdrückte und »einkrystallisierte« Gangtrümchen).

Nur zum Teil kann man diese feinschiefrigen Gesteine mit Sicherheit auf Diabase zurückführen, manche machen auch einen sedimentären Eindruck.

Geht die Schieferung der Gesteine noch weiter, so ist meist nicht eine noch stärkere Hornblendebildung festzustellen, sondern dieses Mineral wird immer flaseriger, tritt mehr und mehr zurück und macht einem feinschuppigen Chlorit Platz. Der Feldspat geht in feinkörnige Albitaggregate über, aber es

sind auch bei hochgradiger Schieferung noch immer Augitreste im Gestein zu sehen.

Zuletzt entstehen Chloritstrahlsteinphyllite, bestehend aus hochgradig geschiefertem Gemenge von Chlorit und Hornblendefasern, durchtränkt von einer Quarzalbitmasse und durchstreut von kleinen Epidotkörnchen. Parallele Quarzschmitze sind vielfach darin ausgeschieden und bei fortdauerndem Gebirgsdruck z. T. selbst wieder geschiefert worden.

Diejenigen Gesteine, die dem bloßen Auge fast dicht erscheinen, sind von einem nephritartig feinen, oft nur wenig parallel struierten Hornblendefilz mit Albitdurchtränkung gebildet. Auch in ihnen sind hier und da noch Augitreste zu erkennen. Epidot in Körnchen und Titanit in Klümpchen ist auch ihnen reichlich eingestreut.

Die Gesteine der südlichen Grünschieferscholle bei Kunzendorf schließen sich denen des Boberkatzbachgebirges eng an, aber der Epidot spielt in ihnen meist eine größere Rolle. Vereinzelt und in kleinen Lagen finden sich hier sogar reine Epidotfelse. Die kleinkörnig flaserigen sowohl als die adinolartig dichten Abarten fehlen dagegen, nur die feinschuppig schiefrigen mehr oder weniger phyllitartigen kommen vor. U. d. M. sieht man parallel gestreckte Gemenge von Albit, etwas Quarz und Chlorit, denen reichlich Epidot und ein wenig Hornblende eingestreut ist. Magnetit und Titanit sind hier recht häufig, auch findet sich der Epidot gelegentlich großkrystallin in rundlichen konkretionären Nestern. Da diese Epidotkonkretionen nur Hornblende, Chlorit und vielleicht auch Albit zu verdrängen vermögen, so finden sich die Quarzkörnchen noch in ihnen in großer Zahl eingeschlossen und erzeugen siebartig durchlöcherte Wachstumsformen.

Je nachdem die Chloritpartien in einzelnen kurzen Blättchen oder in lang sich hinziehenden Flasern auftreten, kann man kurzschuppige und langflaserige Schiefer unterscheiden.

Von besonderem Interesse ist ein richtungslos körniger Epidotfels, ein Gemenge von isodiametrischen Epidot-, Albit-

und Quarzkörnern, in dem fast Millimeter dicke automorphe echte Glaukophane krystalloblastisch ausgeschieden sind. Sie zeigen die Achsenfarben $\mathfrak{a}$ blaßviolett, $\mathfrak{b}$ grauviolett, $\mathfrak{c}$ sattblau und sind in der Prismenzone scharf begrenzt, aber gewöhnlich gar nicht terminiert. Leider wurde das interessante Gesteinsstück nicht im Gebiet des anstehenden Grünschiefers, sondern in den weit ausgebreiteten Alluvien am Fuße des Rehorngebirges gefunden, so daß trotz der makroskopischen Ähnlichkeit mit den Epidotfelslagen im Kunzendorfer Grünschiefer seine Zugehörigkeit zu diesen Gesteinen nicht völlig sicher ist.

Die kleine Kalksteinlinse, die dem Grünschiefer dicht nördlich von Kunzendorf eingeschaltet ist, führt einen graubraunen, dichten, leider versteinerungsleeren Kalk.

Die Kalke des nördlichen Grünschiefergebietes erscheinen dem bloßen Auge meist dicht, erweisen sich aber u. d. M. als feinkörnig krystallin. Die Randpartien des Kalklagers am Südrand der Bleiberge sind zuweilen durch schmale Grünschiefermittel in einzelne 2—8 mm dicke Lagen geteilt. Diese Grünschiefermittel erscheinen u. d. M. als chloritische Flasern, denen neben Calcit auch etwas Quarz und Albit eingestreut ist. Einzelne Quarz- und Albitkörner, sowie selten auch Serpentinklümpchen als Reste zersetzter Magnesiasilikate finden sich auch im Kalkstein. Dieser ist vollkrystallin. Die isodiametrischen Körner sind stark verzwillingt, aber wenig miteinander verzahnt.

Die Phyllite von Prittwitzdorf und Rudelstadt sind silbergraue bis mattgraue feinschuppige Gesteine. Sie führen Quarz, Orthoklas und Plagioklas und sind durchzogen von dichtgedrängten Sericitlagen, denen reichlich Chlorit zwischengestreut ist. Magnetitkörnchen sind darin häufig, Epidotkörnchen sehr selten. In den mächtigeren Sericitlagen sind oft winzige Muscovitblättchen auskrystallisiert, die meist nicht streng $\parallel \mathfrak{c}$ lagern.

III. Schlußbetrachtungen.

Vergleich mit benachbarten Schiefergebieten.

Die Grünschiefer des Boberkatzbachgebirges sind mit den Amphiboliten unseres Gebietes petrographisch überaus nahe verwandt, so daß man annehmen kann, daß sie aus demselben oder einem ganz ähnlichen Ursprungsmaterial hervorgegangen sind und nur eine anders geartete Metamorphose, nämlich eine solche in geringerer geothermischer Tiefenstufe erlitten haben. Sie sind von KALKOWSKY (22) und GÜRICH (21) eingehend untersucht worden.

Die wichtigsten petrographischen Unterschiede sind kurz zusammengefaßt folgende:

Die Schieferung ist feiner, phyllitartig, auch die mit den Grünschiefern und Amphiboliten verbundenen fremden Gesteine sind hier Phyllite, dort Glimmerschiefer, hier feinkrystalline, fast dichte Kalksteine, dort grobkörnige Marmore. Die Mikrostruktur läßt viel häufiger noch die Reste der ehemaligen Diabasstruktur erkennen und vor allem sind Zerbrechungen hier, Neukrystallisationen dort die Regel.

In Übereinstimmung damit führen die Grünschiefer noch viele unverwandelte Augite, es fehlt ihnen aber gänzlich der neugebildete Diopsid. In den Amphiboliten ist umgekehrt Diopsid sehr gewöhnlich, unverwandelter Diabasaugit nur in ganz seltenen Fällen noch vorhanden. Im Grünschiefer waltet Uralit vor, im Amphibolit eigentliche neugebildete Hornblende. Epidot findet sich in beiden, spielt aber im Grünschiefer eine größere Rolle. In einem Gestein der Grünschiefergruppe fand sich auch

frischer Olivin, der in den Amphiboliten gänzlich ausgeschlossen ist. Die Feldspäte sind im Grünschiefer meist völlig saussuritisch zersetzt, im Amphibolit oft ziemlich gut regeneriert.

Das Alter der Grünschiefer läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit als altpaläozoisch annehmen, da mehrfach graptolithenführende Kieselschiefer sich eingelagert fanden (23). Die Amphibolite und Glimmerschiefer galten in Ermangelung organischer Reste als »archäisch«. Die petrographische Verwandtschaft und die überraschende Ähnlichkeit im Schichtenaufbau beider Gebiete legen die Vermutung nahe, daß die krystallinen Schiefer eine höher metamorphe Facies derselben altpaläozoischen Schichtengruppen sind. Beweisen ließe sich dies aber nur, wenn die Amphibolite und die Grünschiefer, die Graphitschiefer und die graptolithenführenden Kieselschiefer im Streichen ineinander übergingen. Dies ist indessen nicht der Fall, sondern beide Gebiete sind durch eine scharfe Dislokation, die innersudetische Hauptverwerfung, voneinander getrennt und befinden sich zu beiden Seiten derselben in ganz verschiedener Lagerung. Eine Identitit läßt sich also nur vermuten. Bewiesen würde sie erst, wenn es gelänge, in den südlichen Phylliten des Rehorngebirges, in welche die Glimmerschiefer wirklich allmählich übergehen, graptolithenführende Horizonte aufzufinden, was jedoch bisher noch nicht der Fall ist.

Die Gesteine des Adlergebirges hat PETRASCHECK (24) in einer zusammenfassenden Arbeit beschrieben.

Zum Zwecke eines Vergleiches dieser Gesteine, die nach PETRASCHECK's Schilderungen mancherlei Ähnlichkeit mit denen des östlichen Riesengebirges haben, wurde mir eine fünftägige Bereisung des Adlergebirges von der Kgl. Geol. Landesanstalt bewilligt. Sie nehmen in ihrem petrographischen Charakter eine Mittelstellung zwischen den Amphiboliten und den Grünschiefern unseres Gebietes ein. PETRASCHECK trennte Glimmerschiefer und Phyllite, sowie Grünschiefer und Amphibolite. Diese vier Gesteinsklassen definiert er jedoch etwas anders als wir das in unserm Gebiete taten. Im östlichen Riesengebirge

bildet die innersudetische Hauptverwerfung eine so natürliche Grenzlinie, daß man die dichten Quarzchloritgesteine, die dichten Amphibolite und die feinschuppigen Chloritschiefer südlich derselben unbedingt mit den Amphiboliten zu einer Gruppe vereinigen muß. PETRASCHECK konnte, da die scharfe geographische Grenze zwischen einem Amphibolitglimmerschiefergebiet und einem Phyllitgrünschiefergebiet im Adlergebirge fehlt, von rein petrographischem Standpunkte aus die beiden Gruppen teilen. Im allgemeinen sind die Adlergebirgsgesteine wohl etwas weniger metamorph. Wir finden daher eine ganze Anzahl von Ähnlichkeiten zwischen Typen unserer Amphibolitgruppe und Typen von PETRASCHECK's Grünschiefergruppe.

So finden sich dieselben Zoisitamphibolite, wie wir sie auf der Scheibe bei Städtisch-Ditterbach kennen lernten, zwischen Bohdaschin und Slavonow. Die Gesteine östlich von Dobran und Sneznei erinnern sehr an die Quarzchloritgesteine westlich der »Krumpa« bei Rothenzechau, denen auch die Grünschiefer von Sattel nahestehen. Der Diabas von Lhota zeigt nahe Verwandtschaft mit dem Amphibolit des Glashügels, hat aber weniger Krystallisationsschieferung und mehr mechanische Schieferung als jener. Von besonderem Interesse sind die von PETRASCHECK beschriebenen Diabasporphyrite bei Deschney und Michowy. Solche Gesteine wurden im östlichen Riesengebirge nur einmal gefunden, sie sind aber häufig unter den Geröllen der Culmkonglomerate, die zweifellos aus jetzt längst abgetragenen oberen Teilen der krystallinen Schiefer des Riesengebirges stammen. In den Glimmerschiefern bei Gießhübel finden sich dieselben feinlagigen Quarzitschiefer und vereinzelt auch dieselben Feldspatamphibolite, wie in denen des Kolbenkammes.

Wenn die Verwandtschaft zwischen den Amphiboliten des östlichen Riesengebirges und den Grünschiefern des Boberkatzbachgebirges nur eine ganz allgemeine ist, so geht sie zwischen unseren Amphiboliten und den Gesteinen des Adlergebirges bis in die petrographischen Einzelheiten der Einlagerungen

und Varietäten. Die Adlergebirgsschiefer sind dabei meist weniger metamorph als unsere Amphibolite, aber merklich höher metamorph als die Schiefer des Boberkatzbachgebietes.

Die Gneise und Glimmerschiefer des Isergebirges stehen zu denen des östlichen Riesengebirges in noch viel engerer Beziehung wie die Amphibolite zu den Grünschiefern. Sie bilden die unmittelbare Fortsetzung des Schmiedeberger Gneises mit seinen Glimmerschiefereinlagerungen und sind nur durch die Intrusion des Zentralgranites von jenen getrennt worden. Im Isergebirge finden sich dieselben Orthoklasgneise wie am Forstkamme. Besonders die granitisch-körnigen und wenig gestreckten Abarten sind im Isergebirge sehr verbreitet. Auch Lagengneise kommen vielfach vor. Typisch entwickelte Augengneise sind hier im Westen etwas seltener als im Osten, auch langflaserige Gneise, besonders biotitische, mittelflaserige, wie wir sie auf dem Landeshuter Kamm fanden, sind im Isergebirge selten. Sehr verbreitet sind indessen z. B. am Heufuder bräunliche kurzflaserige bis schuppige Gneise mit einzelnen Feldspataugen, die den im Osten nur selten vorkommenden, aus granitporphyrischen Gesteinen entstandenen Orthogneisen gleichen.

Die Glimmerschiefereinlagerungen sind ganz ähnlich beschaffen wie im Osten. Auch im Westen sind sie dort, wo sie in die Nähe des Zentralgranites kommen, kontaktmetamorph verändert. Die Glimmerschiefereinlagerungen sind indessen im Isergebirge viel spärlicher, und innerhalb der Glimmerschiefer kommen nur ganz untergeordnete Linsen von Kalkstein usw. vor. Eine genauere petrographische Beschreibung der Gesteine des Isergebirges hat in neuerer Zeit E. Rimann (17) gegeben.

Die Gneise des Eulengebirges zeigen auffallenderweise gar keine petrographischen Beziehungen zu denen des östlichen Riesengebirges. Sie stehen in engerem Verband mit den Gesteinen des Glatzer Schneeberges und der sudetischen Vorberge östlich vom Zobten. Fast ausschließlich sind es Flasergneise. Augen- und Lagengneise sowie granitisch-körnige Ge-

steine sind nur ganz örtlich zu finden. Nach dem vom Verfasser (25) vor einiger Zeit aufgestellten Schema der Orthogneise würden also hier Gesteine mit weit stärkerer Krystallisationsschieferung vorliegen. Hierzu kommt auch das im Riesen- und Isergebirge ganz unbekannte Vorkommen echter Granulite als Einlagerung in den Eulengebirgsgneisen. Wollte man annehmen, daß die Gneise der hohen Eule demselben Magma entstammen, wie diejenigen des Riesengebirges, so müßte man hier für ihre Metamorphose eine ganz wesentlich größere Tiefenstufe im Sinne BECKE's und GRUBENMANN's annehmen. Der petrographische Charakter der Eulengebirgsgesteine ist von E. DATHE (26) in den Erläuterungen zu den entsprechenden Blättern der geologischen Spezialkarte beschrieben worden.

Bemerkungen über die Gneise im Osten des Zobtengebirges findet man auch bei L. FINCKH (27).

Die Erzlagerstätten.

In den krystallinen Schiefern des östlichen Riesengebirges findet sich eine Anzahl kleinerer und größerer Erzlagerstätten. Diese sind nach ihrer Größe geordnet:

Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg,
» Kupfererzgänge von Kupferberg,
» Arsenkieslagerstätte von Rothenzechau,
» Schwefelkieslagerstätte von Rohnau,
» Erzgänge von Arnsberg (Redensglück),
der Erzgang im Eulengrunde.

Die Lagerstätten von Schmiedeberg werden jetzt nur noch in der allerdings ziemlich bedeutenden Bergfreiheitsgrube abgebaut. In früheren Zeiten waren auch die weiter westlich gelegenen Gruben Martha und Vulkan noch in Förderung, doch hat erstere schon seit mehr als 100 Jahren, letztere seit fast 50 Jahren keinen nennenswerten Betrieb mehr gehabt,

Die geologischen Verhältnisse dieser Lagerstätte sind schon in einer früheren Beschreibung des Verfassers (1) eingehend geschildert worden und vor ihm hat schon WEDDING (28) die Schmiedeberger Eisenerzvorkommen beschrieben. Es genügt daher, hier nur kurz darauf hinzuweisen, daß die Erzlager meist eine Mächtigkeit von 2—3 m haben, die allerdings in seltenen Fällen bis zu 6 m und mehr steigen kann, daß die Erze oft durch Chloritbeimengung, seltener durch Calcitbeimengung verunreinigt sind und daß sie oft von Sulfiden in kleinen Trümchen bis zur Unbrauchbarkeit durchsetzt werden.

Diese sulfidischen Trümer, die zumeist aus Schwefelkies oder Magnetkies bestehen, ferner die grobkörnigen Kalksilikatgesteine und endlich die großkrystallinen Pegmatite führen eine überaus große Anzahl verschiedenster Mineralvorkommen, von denen hier die wichtigsten kurz aufgezählt werden mögen. TRAUBE (29) erwähnt folgende: Hornblende, Chlorit, Klinochlor, Muscovit, Quarz, Wollastonit, Pyroxen, Serpentin, Chrysotil, Calcit, Dolomit, Epidot, Granat, Chabasit, Desmin, Heulandit, Pyrophyllit, Fluorit, Pinitoid, Titanit, Turmalin, Arsenkies, Kupferkies, Molybdänglanz, Schwefelkies, Magnetkies, Magneteisenerz, Roteisenerz, Brauneisenerz, Kupferlasur, Malachit.

Als neues sehr überraschendes Mineralvorkommen ist vor einigen Jahren noch gediegen Arsen durch Herrn Steiger BERTHOLD entdeckt worden. Die Paragenese dieses Minerals mit Granatfels und Magneteisenerz erscheint zuerst höchst überraschend. Bedenkt man aber, daß das Mineral in Freiberg auf den Kreuzen kiesiger und braunspätiger Gänge gefunden wurde, daß es in Kongsberg auf den Kreuzen der Silbergänge mit den Fahlbändern vorkommt, so läßt sich eine gewisse Ähnlichkeit des Vorkommens nicht verkennen, insofern als in allen diesen Fällen eine Ausscheidung sulfidischer Erze in einem erzhaltigen Nebengestein, nämlich hier im Magnetit vorliegt.

In den Lagerungsverhältnissen haben die neueren Aufschlüsse auch keine besonderen Änderungen ergeben. Das Vor-

handensein vieler streichender Verwerfungen hat sich neuerdings bestätigt, auch die nach Süden zu immer häufiger werdende Wendung des Einfallens nach der westlichen Seite also unter den Granit. Als gutes Beispiel dafür, wie die scheinbar konkordanten Grenzen oft nur streichende Verwerfungen sind, welche die Schichten spitzwinklig abschneiden, und für die Änderung des Fallens im südlichen Felde mag beifolgender Riß dienen, der die Gneisgrenze und den Verlauf des Hauptlagers in den unteren Sohlen des Südfeldes schematisch darstellt (Fig. 8).

Figur 8.

Grundriß des Hauptlagers und der Grenze zwischen Gneis und Erzformation in den tieferen Sohlen im Gebiete des Bahnschachtes.

(Norden links.)

Die Lagerstätten von Kupferberg sind bereits vor 10 Jahren durch KRUSCH (30) beschrieben worden. Ältere Arbeiten über diesen interessanten Erzdistrikt lieferte WEBSKY (8 und 31). Da seitdem die Aufschlußverhältnisse noch wesentlich ungünstiger geworden und nennenswerte neue Aufschlüsse nicht hinzugekommen sind, so sei hier auf die KRUSCH'sche Arbeit verwiesen. Nach dieser stellt sich die Natur der Lagerstätten etwa folgendermaßen dar: Es finden sich erstens konkordante Erzlager, die teils mit Eisen- und Kupfersulfiden, teils mit Magnetit, teils mit Kalksilikaten erfüllt sind. Die sulfidischen führen Magnetkies und als besonders bezeichnendes Mineral gelegentlich Lievrit. (Hierher der sog. Einigkeitsgang.)

Eins dieser Lager, der sog. Blaue Gang, ist von später gebildeten Kupfererztrümern so stark durchsetzt,

daß er sich seinem Mineralbestande nach ganz eng an die echten hydatogenen Gänge anschließt. Die Zahl der Lager nimmt mit der Annäherung an den Granit schnell zu. Ihrer Entstehung nach sind sie sicher als kontaktmetamorphe Bildungen aufzufassen. Die ältesten echten Gangbildungen sind die von KRUSCH als Gänge der Adlergruppe zusammengefaßten. Es sind zusammengesetzte Gänge im Sinne NAUMANN's, d. h. solche mit einer Gangspalte, an die sich im Hangenden eine von Erztrümern durchzogene und von Erzen imprägnierte Gesteinszone anschließt. Diese Gänge führen reichlich Flußspat und sind vor der Eruption der felsitischen Quarzporphyre gebildet worden. Die jüngste Bildung sind die quer zu den Lagern streichenden Quarzkupfergänge. Diese sind nur von ganz untergeordneter Bedeutung, werden aber, da sich an ihren Kreuzen mit den Lagern und älteren Gängen Erzanreicherungen zeigen, vom Kupferberger Bergmann als Erzbringer angesehen. Vereinzelt kommen bedeutende Anreicherungen auf solchen Gangkreuzen vor. So erwähnt FASTENBERG-Pakisch (32) von einem Schwerspatmittel auf dem Alt-Adlergange das Einbrechen von Buntkupfererz, Fahlerz, Polybasit, Silberglanz, Rotgiltigerz, Speiskobalt und Rotnickelkies.

Zum Kupferberger Erzgebiet gehören auch die am Südhange der Bleiberge hinstreichenden schmalen Erzgänge, welche alle der innersudetischen Hauptverwerfung und ihren unmittelbar benachbarten Parallelspalten angehören. Wie schon der Name Bleiberge sagt, führen diese Gänge im Gegensatz zu denen von Kupferberg nur Bleierze. Die kleinen Stollen und Versuchsbaue ziehen sich vom Waldrande nördlich des Popelberges fast ohne Unterbrechung über den Südfuß des Buchenberges und den Südabhang des Karlsberges bis zur kleinen Kaue im Fichtnergrunde. Auch der Stollnbau bei den obersten Häusern von Rudelstadt liegt in unmittelbarer Nähe der Hauptverwerfung. Ebenso liegt infolge einer Nordsüdstaffel dieser Dislokation der Versuchsbau am Nordfuß des Müllerbusches in deren unmittelbarer Nähe. Auf den Halden der Gruben, die sämtlich außer

Betrieb sind, wurden folgende Mineralien gefunden: Bleiglanz, Kupferkies, Schwefelkies, Malachit, Roteisenrahm, Eisenspat, Braunspat, Kalkspat, Schwerspat, Quarz z. T. in sternförmigen Aggregaten. Auch im Kalke des Prittwitzdorfer Bruches setzen Spuren von Bleierzen auf.

Die Lagerstätte von Rothenzechau (Grube Evelinens Glück) ist neuerdings wieder in Betrieb genommen worden. Sie stellt eine ungefähr konkordante Lagerstätte dar, die früher als Lager aufgefaßt wurde. Genaue Untersuchungen der neuesten Aufschlüsse haben indessen ergeben, daß es sich um einen dem Streichen der umgebenden Schiefer ungefähr parallel verlaufenden Gang handelt, da sich das Erz im Südwestfeld einige Meter im Hangenden, im Nordostfeld hingegen unmittelbar im Liegenden einer Graphitschieferlage findet. Der Gang führt zumeist körnig-krystallinen Arsenkies und Arsenikalkies, welche Erze aber im SW jenseits einer Verwerfung ganz plötzlich durch Magnetkies abgelöst werden. Viele spitzwinklige Verwerfungen zerlegen den Erzkörper in eine Reihe treppenförmig aneinandergereihter Mittel, von denen immer das südwestlichere ins Hangende verschoben ist, so zwar, daß die Spitzen des auskeilenden und des ansetzenden Lagers eine Strecke weit miteinander parallel verlaufen.

Die Mineralführung ist nach Angaben Traube's (29) und nach eigenen Beobachtungen folgende: Arsenkies, Arsenikalkies, Magnetkies, Schwefelkies, Markasit, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, mikroskopische Zinnerzsäulchen (vergl. kiesig-blendige Gänge von Freiberg), Chrysokoll, Covellin, Tirolit, Kobaltbeschlag, Roteisenerz, Braunspat, Dolomit, Kalkspat, Nakrit. Im benachbarten kontaktmetamorphen Dolomit: Vesuvian, Serpentin, Chrysotil, Bergleder und Pikrolith.

In streichender Verlängerung dieser Lagerstätte finden sich am Westfuß des Röhrberges noch einige alte Versuchsbaue. Infolge des spitzwinkligen Verlaufes der Granitgrenze liegen hier die Erze so nahe an diesem Gestein, daß die Mundlöcher der beiden kleinen Stollen am Röhrberg schon im Granit angesetzt sind.

Die Kieslagerstätten von Rohnau werden jetzt nur noch in dem Felde der Hoffnunggrube in allerdings sehr umfänglichen Tage- und Stollenbauen gewonnen. Die beiden älteren Betriebe Neuglück und Gustav-Grube sind schon seit Jahrzehnten außer Betrieb, ebenso eine kleine Stollenanlage südlich von den obersten Reußendorfer Häusern. Auch die Hoffnunggrube ist lange Jahrzehnte außer Betrieb gewesen.

Das Lager ist eine Imprägnation sericitischer Schiefer durch kleine rundum ausgebildete Pyritkrystalle. Man kann eine von Pyrit imprägnierte Gesteinszone in der Stufe der feinschuppigen Chloritschiefer von den untersten Rohnauer Häusern bis fast an die obersten Häuser von Schreibendorf nachweisen. Diese Zone bildet ein echtes Fahlband, welches auch ganz wie die skandinavischen Fahlbänder an seinem Ausstrich durch eine helle Färbung der Schiefer (Auslaugung durch die bei der Oxydation entstehende Schwefelsäure) und durch die im Schiefer überall sichtbaren rostbraunen hanfkorngroßen Pseudomorphosen von Limonit und Pyrit kenntlich ist. In den frischen Aufschlüssen des Tagebaues erkennt man, daß die Schieferzone aus 6—8 einzelnen Imprägnationsstreifen besteht, die durch kiesärmere und z. T. sogar erzfreie Streifen voneinander getrennt werden. Das imprägnierte Gestein ist teils phyllitartig feinschuppig, sogenannter »Talkschiefer«, richtiger Sericitphyllit, teils ist es ausgesprochen langflaserig, indem einzelne Sericithäute langgestreckte Quarzlinsen umschließen. Diese Art des Nebengesteines gleicht oft sehr dem als flaserige Chloritquarzite bezeichneten, weiter westlich durchstreichenden Gesteine. Neben Pyrit enthält die Imprägnationszone auch etwas Kupferkies. Bei der Zersetzung wird natürlich der Kupfererzgehalt der Sulfatlösungen durch Cementation im Kontakt mit unzersetztem Pyrit wieder ausgefällt. Es kann daher nicht wundernehmen, wenn hier und da auf kleinen Klüftchen und Trümchen reichere Kupfererze, Kupferkies und als Seltenheiten selbst Fahlerz und gediegenes Kupfer vorkommen.

Die Genesis der Rohnauer Lagerstätte ist wie die aller Fahl-

bänder noch strittig. Ein sedimentärer Absatz von Schwefeleisen haltenden Schichten und die konkretionäre Auskrystallisation des Erzes bei der Metamorphose des umschließenden Sedimentes ist durchaus möglich. Immerhin mahnt auch hier das Vorkommen von Kieskrystallen in anderen Niveaus (also eine nicht ganz absolute Niveaubeständigkeit) zur Vorsicht. Auch lassen sich etwa 100 m im Liegenden des Kieslagers am Rohnauer Kirchberg Spuren echter kupferführender Kiesgänge nachweisen, nachträgliche Erzzuführung ist also auch denkbar.

Bei Arnsberg wurde in der Grube Redensglück vorübergehend ein ganz unbedeutender Bergbau auf einem kiesigblendigen Gange betrieben, der Bleiglanz, Kiese und Zinkblende lieferte. Letztere muß etwas cadmiumhaltig gewesen sein, da Traube (28) das Vorkommen von Greenockit bei Arnsberg erwähnt. Auf den wenigen alten Halden (südlich gegenüber der Försterei Bergfreiheit) wurden meist nur Gangbreccien mit Quarzzement und vereinzelt etwas violblauer und grünlicher Flußspat gefunden.

Der kleine Versuchsbau auf einem sulfidischen Erzgang am Eingange des Eulengrundes unterhalb von den Granatenfelsen hat nach Traube: Arsenkies, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und als Gangart Calcit und Fluorit geliefert.

Geologische Geschichte des östlichen Riesengebirges.

Die geologische Geschichte des östlichen Riesengebirges stellt sich nach den vorgehenden Untersuchungen ungefähr folgendermaßen dar.

In spätarchäischer oder vielleicht auch altpaläozoischer Zeit setzten sich am Boden eines Meeres die Ursprungsmaterialien des Glimmerschiefers ab. Es waren wohl der Hauptsache nach sandige Schiefertone mit einzelnen Lagern von festem Kalkstein und mit gelegentlichen Einlagerungen von Arkosen (Gneisglimmerschiefer) und Konglomeraten (geröllführende Glimmerschiefer). Hier und da setzten sich auch Sedimente mit reich-

lichem Organismengehalt ab (Graphitschiefer). Unterbrochen wurde die Sedimentation durch Eruptionen diabasischer Magmen, die Decken und submarine Tuffe ablagerten (Amphibolite der Schmiedeberger Erzformation und von Wolfshau und Lager von Feldspatamphibolit). Das Ende der Zeit überwiegend klastischer Sedimentation bildete besonders im Norden die Ablagerung eines feingeschichteten Quarzsandsteines (Quarzitschiefer). Es folgte dann eine Zeit, in der die Ergußgesteine über die Sedimente vorwalteten. Decken von Diabas und Diabasporphyrit sowie Diabastuffe breiteten sich aus, dazwischen auch einige Porphyritdecken und sedimentäre Umsetzungsprodukte der Diabastuffe, meist feinkörnig schlammige (feinschuppige Chloritschiefer und feinschichtige Quarzchloritgesteine), zum Teil aber auch grobkörnige Sedimente (grobflaserige Quarzchloritschiefer).

Diese Sedimente und Ergußgesteine wurden in vorculmischer Zeit aufgefaltet, und zwischen die Decken und Schichtpakete drangen granodioritische Magmen ein. Daß diese holokrystallin erstarrt sind, beweist uns, daß bereits beträchtliche jüngere Schichtenmassen darüber lagerten, und daß die Intrusion in ziemlich großer Tiefe vor sich ging. Die Magmen änderten durch Einschmelzung großer Mengen von Nebengesteinsmaterial z. T. beträchtlich ihren chemischen Charakter und glichen sich ihrer Umgebung an. Am Rande des in die Diabasdecken eindringenden und durch Einschmelzung dioritisch werdenden Magmas bildete sich sogar ein vielleicht nur halbgeschmolzenes, hochbasisches Salband von gabbroartiger Beschaffenheit (Zoisitamphibolit). Teilweise, z. B. am Harteberg, drangen die Intrusivmassen querschlägig in Apophysen in die Diabasdecken ein und trennten mehr oder weniger große Diabasblöcke von ihnen los. In den hangenden, mehr aus Tuffen bestehenden Teilen drangen sie allerwärts zwischen die Schichtfugen ein und blätterten die Sedimente z. T. vollkommen auf (Injektionsgneise).

Natürlich wurden die intrudierten Sedimente auch kontaktmetamorph verändert. Von den damals entstandenen Kontaktmineralien ist jedoch nur massenhafter Granat erhalten geblie-

ben, sowie der in das Nebengestein der Schmiedeberger Gneise in geringen Mengen eingewanderte Turmalin.

Die Auffaltung und der seitliche Zusammenschub der Schichten dauerte während und nach der Intrusion noch fort und unter seiner Wirkung nahmen die Intrusionen und ihr Nebengestein bedeutende dynamometamorphe Veränderungen an. Die Diorite und Granite wurden zum großen Teil zu chloritischen Flasergneisen, zu Augengneisen und Lagengneisen, ja selbst zu eigentlich schiefrigen sericitischen Massen. Die Sedimente wurden zu Glimmerschiefern, Paragneisen, Marmoren und Quarziten, die Diabase und ihre Tuffe zu Amphiboliten und verschiedenen Chloritschiefern, die Porphyrite zu Porphyroiden. Die kleineren Kalklager gerieten mit den anlagernden Sedimenten in chemische Umsetzung und verwandelten sich in Kalksilikatgesteine. Es war jedoch der Grad der Metamorphose an verschiedenen Stellen verschieden, so daß z. B. in den der Erdoberfläche näher liegenden Teilen, die nicht dem Druck gewaltiger auflastender Gesteinsmassen ausgesetzt waren, die Diabasporphyrite noch unverändert erhalten blieben (vgl. die Culmgerölle). Andererseits sind in größerer Entfernung von den Intrusionen die Schiefertonsedimente nicht zu Glimmerschiefern sondern nur zu Phylliten metamorphosiert worden.

Auch die Lagerungsformen wurden durch den seitlichen Druck stark beeinflußt. Die kleineren Einlagerungen, besonders die Kalksteine, die Feldspatamphibolite, die Porphyroide wurden linsenförmig abgequetscht. Es entstanden isoklinale Überfaltungen, durch die dieselbe Schicht oft zwei oder dreimal übereinander zu liegen kam.

Alle diese Umwandlungen müssen jedoch bei Beginn der Culmzeit schon vollendet gewesen sein, denn in den Konglomeraten der Culmschichten treten uns Gerölle von Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit usw. entgegen. Die ungeheure Menge der Geröllmassen beweist uns, daß damals das neu aufgefaltete Gebirge schon bis zu beträchtlicher Tiefe wieder abgetragen und eingeebnet wurde.

Nach dem Culm, vermutlich in spätcarbonischer Zeit, wurden dann die krystallinen Schiefer teils zersprengt teils aufgeschmolzen durch eine große rundliche Eruptivgesteinsmasse, die sich empordrängte, und ehe sie die Oberfläche erreichte als massiger, fast ungegliederter Stock von Granitit erstarrte. Dieser Zentralgranit des Riesengebirges hat zumeist die Sedimente, die ihm entgegenstanden, mantelförmig aufgebogen, sie oft aber auch querschlägig durchbrochen, bei Oberschmiedeberg sogar eine Strecke weit seitlich abgebogen. Auch er übte auf die durchbrochenen Schichten eine Kontaktmetamorphose aus, die aber jetzt, da keine dynamometamorphose Umwandlung folgte, wohl erhalten blieb. Die Hitze und die Exhalation des Granitstockes verwandelten die Glimmerschiefer des Ochsenkopfes, des Wochenbettes und der Schneekoppe in Cordierit- und Andalusitfelse. Sie bewirkten die vollkommene Umsetzung aller Kalklagen nördlich von Rothenzechau in Kalksilikatgestein. Bei Kupferberg ließen sie Lievrit führende Magnetkieslager entstehen. Ihnen ist auch die Entstehung der Schmiedeberger Erzlagerstätten zuzuschreiben. Kleine Granitapophysen drangen verschiedentlich ins Nebengestein vor. Wir finden sie als Aplitgänge besonders am Ochsenkopf, und als eigenartige schwebende Pegmatitgänge (Riegel) in den Schmiedeberger Gruben. Förmlich aufgeweicht durch massenhafte Aplitinjektionen wurde das Gestein des Rabensteines bei Wolfshau und das rings von Granit umschlossene Gestein der Lehne bei Krummhübel.

Die basischen Differentiationsprodukte, die den Granit als ein System von Syenit- und Lamporphyr-Gängen durchziehen, drangen vereinzelt auch in die Schiefer ein und bildeten z. B. bei Wüsteröhrsdorf einen Lamporphyrgang.

Als spätere Folge der Granitintrusion sind wohl die Felsitgänge anzusehen, die besonders bei Kupferberg die Schiefer reichlich durchsetzen.

Thermalwässer, die ebenfalls wahrscheinlich dem Granitmagma entstammten, setzten auf ihren spaltenförmigen Ausbruchskanälen sulfidische Erze ab. Sie bildeten die Erzgänge von

Kupferberg, Arnsberg und vom Eulengrunde. Auch das sogenannte Erzlager von Rothenzechau ist nach neueren Untersuchungen als epigenetische Füllung einer streichenden Spalte, als Lagergang, anzusehen. Ob auch die Erze von Rohnau erst später sich aus Lösungen in dem sericitischen Schiefer absetzen, oder ob hier ein ursprünglicher feinverteilter Erzgehalt bei der Dynamometamorphose konkretionär in kleinen Kryställchen sich anhäufte, läßt sich nicht sicher entscheiden.

Die Entstehung der Eruptivgesteins- und Erzgänge setzt die Bildung von Gesteinsspalten voraus. Solche Spaltenbildungen mögen aber auch später noch eingetreten sein nach der Bildung des jüngsten Eruptivgesteins des Felsites, dessen Alter vermutlich mittelrotliegend ist, wie dasjenige der Eruptivdecke des weiter östlich gelegenen Rabengebirges.

Da wir aber in unserem Gebiet keinerlei jüngere Sedimentbedeckung haben, so können wir auch nichts aussagen über das Alter der Verwerfungsspalten, die das Gebiet in mannigfacher Richtung durchziehen und die Schiefer in verschiedenstem Sinne verworfen haben. Für die ganze lange Zeitspanne des Mesozoicums und für den größten Teil der Tertiärzeit fehlen uns gänzlich alle geologischen Dokumente über die Schicksale unserer Landschaft. Wir wissen jedoch aus anderen Gegenden, daß nächst der Rotliegendzeit die mittlere Tertiärzeit, eine Periode starker Schollenbewegungen, in den mitteldeutschen Gebirgen war und werden nicht fehlgehen, wenn wir der Mehrzahl der Dislokationen oligocänes und miocänes Alter zuschreiben.

Einige Kenntnis über den Verlauf der Ereignisse in jüngster Zeit gibt uns die physiogeographische Betrachtungsweise. Sie zeigt uns, daß in spättertiärer Zeit das Riesengebirge einen flach aufgewölbten Gebirgsrumpf darstellte, dessen höchste Erhebung ungefähr der jetzigen Kammhöhe, also einer Seehöhe von 1200 bis 1400 m entsprach und der nur von einigen Hügeln überragt wurde, die aus besonders harter Gesteinsmasse bestehen (Schneekoppe, Ochsenkopf, Sau-

berg, Scharlachberg). In diesem Hochplateau brach gegen Ende der Tertiärzeit das Hirschberger Tal als Kesselbruch ein, und die Bäche fraßen in seine Steilränder durch rückschreitende Erosion steilwandige Täler hinein (Melzergrund, Grunzenwasser, Jockelwasser usw.).

Die nordische Vereisung hat nirgends bis in das Gebiet der krystallinen Schiefer vorgegriffen, wenn auch bei Rudelstadt und Jannowitz das nordische Inlandeis bis ganz dicht an deren Grenze heranreichte. Auf eine Verringerung der Transportkraft der Flüsse infolge Aufstauung im Unterlauf deuten aber vielleicht die Anhäufungen verlehmten Gebirgsschuttes, die bei Dittersbach, Reußendorf und Pfaffendorf die Weitungen der Talbecken erfüllen.

Zusammenfassung.

Das Gebiet der krystallinen Schiefer im östlichen Riesengebirge bildet einen nordsüdlich verlaufenden Gebirgsquerriegel, dessen Nordteil der Landeshuter Kamm bildet, dessen Südteil sich in zwei Teile gabelt, im Osten den Kolbenkamm und das Rehorngebirge, im Westen den Forst- und Riesenkamm, der in der Schneekoppe mit dem nordwestlich streichenden Hauptkamm zusammentrifft.

Eine tertiäre Einebnungsfläche läßt sich auch im östlichen Riesengebirge nachweisen. Im Süden ist sie deutlich durch die fast vollkommene Ebenheit der Kammlinien ausgesprochen, im Norden deutet eine nur gruppenweise auftretende Gipfelgleiche auf Zerteilung der alten Rumpffläche durch staffelförmige Abbrüche.

Die krystallinen Schiefer legen sich zumeist mantelförmig an den westlich angrenzenden riesengebirgischen Zentralgranit an und werden im Osten ungleichförmig von den Sedimenten der Culmformation überlagert. Im Liegenden findet man Glimmerschiefer, im Hangenden Amphibolite und verwandte Gesteine. In beiden setzen Intrusionen von Orthogneisen

auf. Diese Orthogneise sind im Glimmerschiefergebiet Orthoklasbiotitgneise, im Amphibolitgebiet Plagioklashornblendegneise.

Eine große nordwestlich streichende Verwerfung, die innersudetische Hauptverwerfung, schneidet im Norden die Schiefer und den Granit ab und läßt sie gegen die Grünschiefer des Boberkatzbachgebietes grenzen.

Das Schichtenstreichen ist im allgemeinen N—S oder NNO—SSW. An Querverwerfungen, besonders nahe der nördlichen Hauptverwerfung, tritt eine sudetisch gerichtete falsche Schieferung ein. Außerdem schwenken die Schiefer im Süden des Granitvorsprunges von Oberschmiedeberg eine Strecke weit in ostwestliches Streichen um, z. T. mit widersinniger, unter den Granit fallender Schichtenneigung.

Der Schmiedeberger Gneis führt Orthoklas, Quarz, Biotit und je nach dem Grade der Streckung wechselnde Mengen von Muscovit bezw. Sericit. Er tritt z. T. granitisch-körnig auf, z. T. als Augen- und Lagengneis, seltener sind Flasergneise. Besondere Abarten sind ein schlieriger, deutlich parallel struierter, aber doch nicht schiefrig spaltender Gneis, ein meist granitisch-körniger »Blauquarzgneis« und ein extrem quarz- und glimmerarmer »Feldspatgneis«. Die Struktur ist kataklastisch mit wechselnden Graden der Ausheilung durch Krystallisationsschieferung.

Der Petzelsdorfer Gneis führt neben wenig Orthoklas sauren Plagioklas, Quarz und Hornblende, sowie je nach dem Grade der dynamometamorphen Umformung wechselnde Mengen von Chlorit, Epidot und Zoisit. Seine Textur ist granitisch-körnig bis flaserig, Augen- und Lagengneise fehlen. Die Struktur ist eine meist durch Rekrystallisationen stark verwischte Kataklase. Eine auffallende Abart ist der großkörnige Diorit-Orthogneis der Friedenshöhe bei Petzelsdorf.

Die Intrusivnatur beider Gesteine wird erwiesen durch gelegentliche durchgreifende Lagerung und durch Ne-

bengesteinseinschlüsse, die in den granitisch-körnigen Gneispartien deutliche Hornfelsnatur erkennen lassen.

Die Glimmerschiefer sind meist biotitführende Muscovitschiefer, durch hohen Feldspatgehalt gehen sie in Gneisglimmerschiefer über, ein eigentlicher Paragneis ist wahrscheinlich der kurzschuppige Feldspatgneis von Kleinaupa. Sehr häufig führen die Glimmerschiefer makroskopische Granatkörnchen. Im Kontakt mit dem Zentralgranit des Riesengebirges sind sie in flaserige bis dichte Andalusit- und Cordierithornfelse umgewandelt.

Nach Süden zu gehen die Glimmerschiefer allmählich in Phyllite über.

Einlagerungen bilden in den Glimmerschiefern bezw. Phylliten:

Krystalline Kalksteine mit einem nach Norden zunehmenden Dolomitgehalt,
Kalksilikatgesteine,
Feldspatglimmerschiefer (mit Albitporphyroblasten),
Graphitschiefer bezw. Graphitphyllite,
Feldspatamphibolite bezw. Feldspatchloritschiefer, die im nördlichen Teil durch Diopsidamphibolite vertreten werden,
Quarzitschiefer mit ausgezeichneter Lagenstruktur,
eine linsenförmige Masse, bestehend aus Wechsellagerung von Amphiboliten, Kalksteinen, Kalksilikatgesteinen und Magneteisenerzlagern, die Schmiedeberger Erzformation.

Die Amphibolite sind zumeist Diabase in wechselndem Grade der Druckschieferung und Umkrystallisation; man findet aber auch Quarzamphibolite, Quarzchloritschiefer und phyllitähnliche Chloritschiefer, die auf basische Sedimente (Diabastuffe, Schalsteine u. a.) zurückzuführen sind.

Als Einlagerungen im Amphibolit kommen vor:
Braune Biotitschiefer,
Porphyroide (gestreckte Porphyrite),

Zoisitamphibolite, die auf den Kontakt von Amphibolit und Hornblendegneis beschränkt sind.

Grobflaserige Quarzchloritgesteine bilden im Norden einen mächtigen Gesteinszug. Durch Aufnahme von Feldspat gehen sie z. T. in Chloritgneise über.

Eine innige Wechsellagerung (Injektion) von Gneisen mit den Amphiboliten schließt im Hangenden meist das Profil der Amphibolite ab.

Die Ähnlichkeiten der Orthoklasgneise und Glimmerschiefer mit den Gesteinen des Isergebirges ist eine fast vollkommene Identität. Die Gesteine des Adlergebirges gleichen in vielen Einzelheiten den Amphiboliten des östlichen Riesengebirges, sind aber weniger stark metamorph. Die Beziehungen zwischen den Amphiboliten und den Grünschiefern des Boberkatzbachgebietes sind auch recht eng. Von den Gesteinen des Eulengebirges sind die Gesteine des Ostriesengebirges grundverschieden.

Erzlagerstätten finden sich im Gebiet

bei Schmiedeberg (Magneteisenerzlager),
bei Kupferberg (Kupfererzgänge und mit Kiesen imprägnierte Magnetitlager),
bei Rothenzechau (Arsenkieslager),
bei Rohnau (fahlbandartige Pyritimprägnationen),
bei Arnsberg (Bleizinkerzgänge),
im Eulengrund (ein Pyrit-Arsenkiesgang).

Literaturnachweis.

Die Zahlen beziehen sich auf die im Text bezeichneten Stellen.

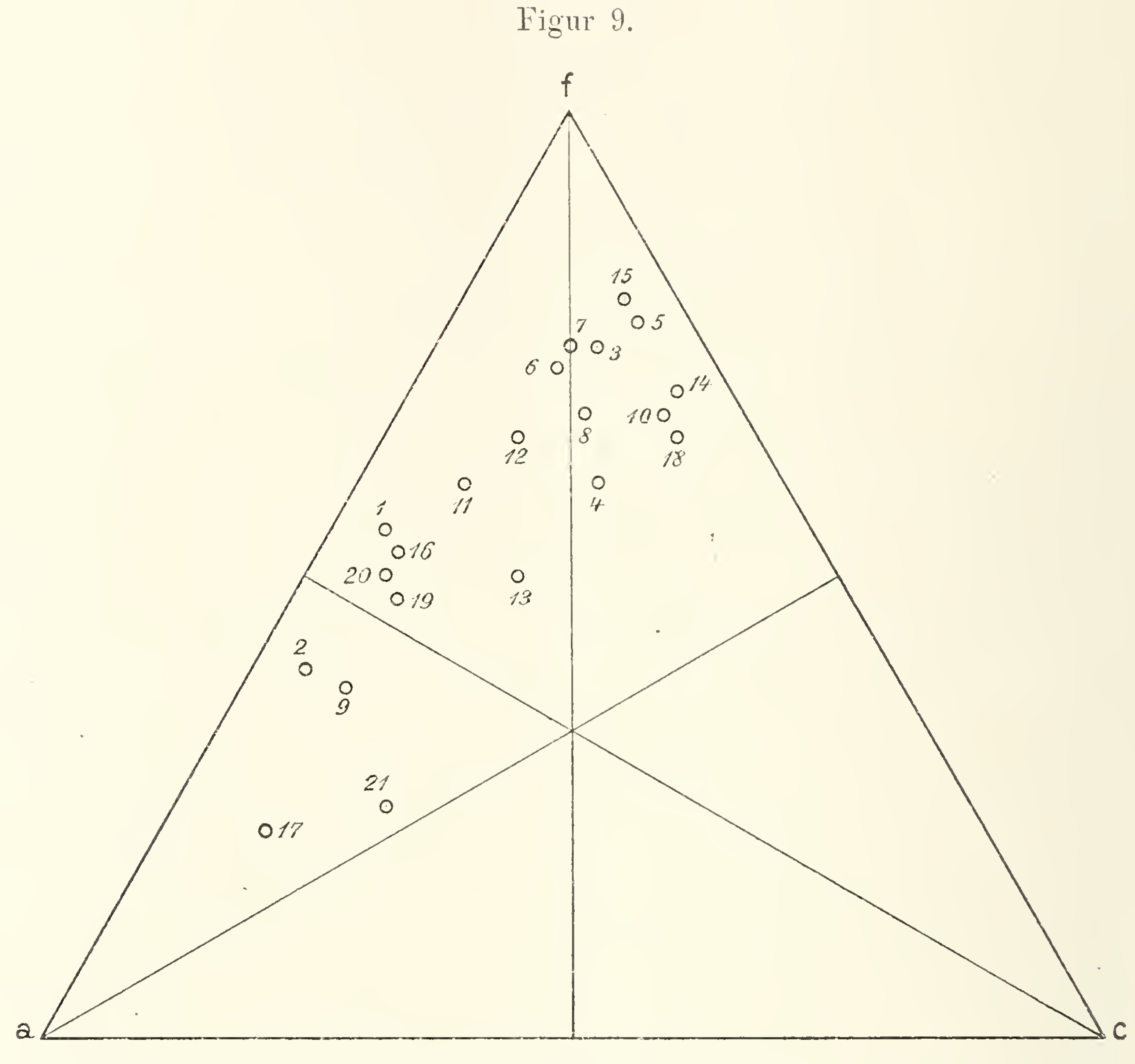
1. Berg. Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. u. Bergak. 1902, S. 201.
2. v. Staff. Zur Entwickelung des Flußsystems des Zackens bei Schreiberhau im Riesengebirge. Neues Jahrb. Beil.-Bd. XXXI.
3. Milch. Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. Beil.-Bd. XII, S. 115.

4. Klockmann. Beitrag zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Z. D. Geol. Ges. 1882, S. 373.
5. Berg. Interessante Konglomeratgerölle im Culm des östlichen Riesengebirges. Z. D. Geol. Ges. 1911. Mon.-Ber. S. 191.
6. Websky. Die Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt. Z. D. Geol. Ges. 1853, S. 394.
7. Berg. Das Gebiet der krystallinen Schiefer auf den Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf. Jahrb. Kgl. Geol. Landesanst. 1908, II, S. 514.
8. Websky. Die Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt. Z. D. Geol. Ges. 1853, S. 381.
9. Beyrich, Rose, Roth, Runge. Geologische Karte von dem niederschlesischen Gebirge.
10. Berg. Mikroskopische Untersuchung von Gneisen und kontaktmetamorphen Schiefern der Umgegend von Hirschberg in Thüringen. Jahrb. Kgl. Geol. Landesanst. 1907, S. 639.
11. Schwantke. Die Verbreitung des Olivins in Diabasen und Basalten. Zentralbl. f. Min. 1910, S. 673.
12. Lindgren. Metasomatic Processes in Fissure Veins. Amer. Inst. of Min. Eng. Washington Meeting. Febr. 1900.
13. Gürich. Granit und Gneis. Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. Vers. deutsch. Naturforscher u. Ärzte. Breslau 1904, II, 2, 235.
14. Tschermak u. Sipöcz. Beitrag zur Kenntnis des Zoisits. Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien. Bd. 82, 1880, Juli.
15. v. Raumer. Die Gebirge Niederschlesiens. Berlin 1819.
16. Rose. Über den den Granitit des Riesengebirges im Nordwesten begrenzenden Gneis. Z. d. Geol. Ges. 1857.
17. Rimann. Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Jb. Kgl. Geol. Landesanst. 1910, I, S. 482.
18. Milch. Über die Beziehungen des Riesengebirgsgranits (Granitit) zu dem ihn im Süden begleitenden Granitzuge. Centralbl. f. Min. 1911, S. 197.
19. Reinhard. Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. Diss. Zürich 1906.
20. Müller. Kontakterscheinungen am Glimmerschiefer der Schneekoppe. Z. D. Geol. Ges. 1891, S. 730.
21. Gürich. Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Z. D. Geol. Ges. 1882, S. 691.
22. Kalkowsky. Über grüne Schiefer Niederschlesiens. Tscherm. Min. Mitt. 1876, S. 87.
23. Roemer. Auffindung von Graptolithen in schwarzen Kieselschiefern bei Willenberg (Schönau) im Katzbachthal. Z. D. Geol. Ges. 1868, S. 565.
24. Petrascheck. Die kristallinen Schiefer des östlichen Adlergebirges. Jb. K. K. Geol. Reichsanst. 1909, S. 427.
25. Berg. Die Entstehung der Orthogneise. Z. D. Geol. Ges. 1910, S. 344.
26. Dathe. Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen usw. Lief. 115.

27. Finckh. Die Granite des Zobtengebirges und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. Z. D. Geol. Ges. 1912, S. 24.
28. Wedding. Die Magneteisensteine von Schmiedeberg. Z. D. Geol. Ges. 1859, S. 399.
29. Traube. Die Minerale Schlesiens. Breslau 1888.
30. Krusch. Die Klassifikation der Erzlagerstätten von Kupferberg. Z. D. Geol. Ges. 1901, S. 13.
31. v. Festenberg-Pakisch. Der metallische Bergbau Niederschlesiens. Wien 1881.
32. Websky. Die Erzführung der Kupferberg-Rudelstadter Erzlagerstätten. Z. D. Geol. Ges. 1870, S. 764.

Ortsverzeichnis.

Figur 9.



1, 2 Glimmerschiefer. 3—8 Amphibolite. 9 Porphyroid. 10—12 Quarzchloritgestein und verquarzter Amphibolit. 13 Chloritgneis. 14, 15 Zoisitamphibolit. 18 extrem-basischer Hornblendegneis. 16, 17, 19, 20, 21 Normale Orthogneise.



Tabellarische Übersicht der Analysen.

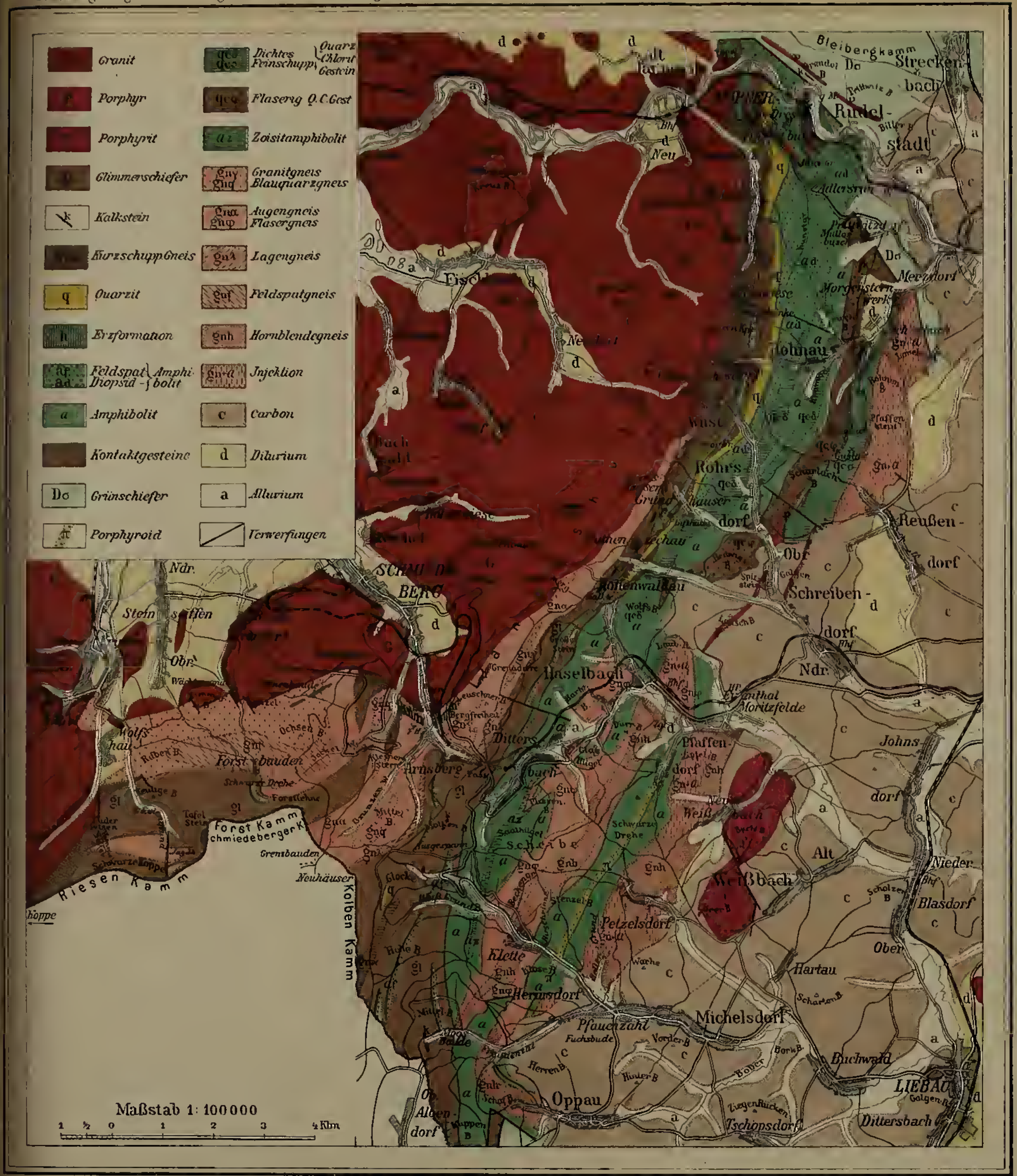
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Gestein	Granat-glimmer-schiefer	Feldspat-glimmer-schiefer	Feldspat-amphibolit	Feldspat-amphibolit	Diopsid-amphibolit	Amphibolit	Amphibolit	Quarz-amphibolit	Porphyroid	Quarz-chlorit-gestein	Quarz-chlorit-gestein	Verquarzter Amphibolit	Chloritgneis	Zoisit-amphibolit	Zoisit-amphibolit	Augengneis	Lagengneis	Hornblende-gneis	Hornblende-gneis	Flaser-gneis	Flaser-gneis
Fundort	Arnsberg	Glocke	Aus-gespann	Kolben-kamm	Adlers-ruh	Glashügel	Vogel-berg	Becken-grund	Stenzel-berg	Prittwitz-dorf	Wüste-röhrsdorf	Harte-berg	Wüste-röhrsdorf	Aus-gespann	Saalhügel	Viktoria-höhe	Berg-freiheit	Friedens-höhe	Hirsch-rinne	Harte-berg	Büttner-berg
Analytiker	Klüss	Klüss	Eyme	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Klüss	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Klüss	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Eyme	Klüss	Eyme	Eyme
Spez. Gew.	2.761	2.697	3.074	2,825	3.079	2.990	2,968	2.965	2,692	2.758	2,758	2.822	2,756	3,182	3,069	2,707	2.641	3.063	2,697	2,675	2.676
Gewichtsprozente SiO_2	68,35	78.05	47.82	34,15	45.41	48,94	49,29	50,68	75.35	56.21	62,43	54,32	68.94	46.01	47,76	66,88	74,86	49,37	68.94	73.96	74.53
TiO_2	0.47	0,30	1.15	0,78	1,02	0,98	1,42	0.87	Spur	0.22	0,37	1.25	Spur	—	—	0,63	0,15	0.35	0.79	0.19	0.22
Al_2O_3	16.46	10,81	14.73	13,19	15.18	15,04	14.09	15,98	12,17	14,49	13.78	15.15	14.27	18,15	14.54	14,67	13,48	17.90	13.87	10.46	13.01
Fe_2O_3	1,29	1,86	4,09	3.21	3,99	4.73	4.30	4.19	1,12	3,45	5,73	2,36	1.24	2.04	2.56	1,21	0,54	3.69	0.82	0.69	1.19
FeO	3.48	1.07	8.42	5,02	9.08	8,12	8.94	7,31	2,70	6,75	4,19	7,09	3,41	3.10	4,33	4.47	1.40	7,76	2,58	2,36	1.45
CaO	0.43	0.27	9.82	20.75	15,04	8.28	8,26	7.18	0,83	7.77	2.15	5,25	2,73	17,82	13,48	1,13	0.78	11.02	1.98	2.80	2.11
MgO	1,43	0,32	6.73	3.36	6,55	6,32	5.84	5.82	0,71	5.45	2,40	4,94	2,07	9.95	12,95	1.86	0,25	4,43	2.68	1.26	0.32
K_2O	3,27	5,26	0.41	0.83	0,39	0,54	0.85	1.66	0.25	0.80	0,42	0,36	1,60	0.70	1.35	3.79	4.39	0.51	0.43	0,35	0,59
Na_2O	2,13	0,60	3,35	3.09	1,80	4,57	4.04	3,31	6.05	1.35	6,19	5.77	3,56	1,08	1,08	3.80	3.01	1,97	6.49	5.17	5.47
H_2O	2.19	1,01	2,73	2,54	1.25	2,08	2,43	3,16	0.83	3.54	1,55	2.40	1.76	0.90	1.76	0.98	0,67	2,63	1.38	1,08	0.73
SO_3	0,16	0,12	Spur	—	—	Spur	Spur	Spur	0.16	—	—	0.12	0.19	0.18	Spur	—	Spur	Spur	Spur	0.19	0.07
S	—	—	0,08	0,09	0,13	0,37	0.05	0,04	Spur	0,03	Spur	—	—	—	—	Spur	—	0.06	0.07	—	—
P_2O_5	0.24	0,22	0,23	0,27	0.28	0.26	0,21	0.09	0.12	0,09	0.30	0,40	0.13	Spur	Spur	0.28	0.34	0.27	0.23	0.10	0.11
CO_2	—	—	0,88	13.12	—	0.06	0,77	—	—	—	0.44	0.81	—	—	—	—	—	—	—	1.30	Spur
	99,90	99.89	100.44	100,40	100.12	100.29	100.49	100,29	100,29	100.15	99.95	100.22	99,90	99.93	99.81	99.70	99.87	99,96	100.26	99.91	99.80
Molekularprozente SiO_2	77,24	85,46	53.96	56,11	49.41	54.23	55,80	56.66	80.55	61,68	69.76	61.60	75.28	48,16	48.93	74.28	82,09	55,17	74.73	80.04	80.46
Al_2O_3	10.85	6.94	9,59	12.49	9.53	9,64	9.16	10.37	7,65	9,32	9,00	9,90	9.16	11.17	8.76	9.50	8,59	11.68	8.76	6.64	8,24
FeO	4.34	2.47	11.11	10.62	11,26	11.05	11,79	10.16	3,30	8,96	8.65	7.55	4.11	3,50	5,66	5.11	1.72	10.21	2.93	2.40	2,25
CaO	0,52	0,31	10.31	7,00	17,20	9,57	8.63	8.48	0.95	9,11	2,56	6.25	3.20	19.99	14.80	1.33	0,90	13.09	2.28	3.24	2,43
MgO	2.40	0,52	11,16	8.12	10.48	10,32	9.69	9,63	1.13	8.94	4.00	8.24	3.38	15,62	19.90	3.07	0.46	7.37	4.32	2,04	0.51
K_2O	2.34	3,67	0.29	0,85	0.26	0.37	0.60	1,17	0,17	0,56	0.30	0,25	1.11	0,47	0.88	2.66	3,06	0.36	0.23	0.24	0.41
Na_2O	2.31	0,63	3,58	4.81	1.86	4.82	4.33	3.53	6.25	1.44	5.73	6.21	3.76	1,09	1.07	4.05	3.18	2,12	6.75	5.40	5.70
Bemerkungen			0,09 FeS_2 2,65 $CaCO_3$	0,14 FeS_2 57,6 $CaCO_3$		0,38 FeS_2 0,18 $CaCO_3$	2,32 $CaCO_3$	0.04 FeS_2			1.3 $CaCO_3$							0,07 FeS_2	0.08 FeS_2		
Grubenmann S	77,24	85.46	53,96	56.11	49,41	54.23	55.80	56,66	80,55	61.68	69,76	61,60	75,28	48.16	48.93	74.28	82.09	55.17	74.73	80.04	80.46
A	4.65	4.30	3,87	5.66	2,12	5.19	4.93	4.70	6.42	2,00	6,03	6,46	4.87	1.56	1,95	6,71	6.24	2,48	6.98	5.64	6.11
C	0,52	0,31	5.72	6.83	7,41	4,45	4.23	5.67	0,95	7,32	2,56	3,44	3.20	9.61	6.81	1,33	0.90	9.20	1,78	1.00	2.13
M	—	—	4.59	0.17	9.79	5,12	4.40	2,81	—	1,79	—	2,81	—	10.38	7.99	—	—	3.89	0.50	2.24	0.30
F	6.74	2,99	26,86	18.91	31.53	26,49	25,88	22,60	4.43	19.69	12,65	18.60	7.49	29.50	33.55	8,18	2.18	21,47	7.75	6.68	3.06
T	5,68	2.33	—	—	—	—	—	—	0.28	—	0.41	—	1.09	—	—	1,46	1.45	—	—	—	—
K	2,16	2,90	0,88	0.84	0.80	0.82	0,87	0.91	1,80	1.33	1.29	0.96	1.70	0,83	0,80	1,45	1,98	1.01	1,40	1.88	1,83
Osann a	8	11	2	3,5	1	3	2,5	3	10,5	1,5	6	4,5	6	1	1	8	13,5	1,5	8.5	8.5	11
c	1	1	3	4,5	3,5	2,5	2,5	3.5	2	5	2	2,5	4	5	3	1,5	2	5.5	2	1.5	4
f	11	8	15	12	15.5	14,5	15	13.5	7.5	13.5	12	13	10	14	16	10,5	4.5	13	9,5	10	5
% Quarz	41.5	56	—	—	—	—	—	—	35,5	15	16	—	32	—	—	23	39.5	0,5	21,5	38	37
» Orthoklas	19	29,5	2,5	7	2	3	5	9	1,5	4,5	2,5	2	9	3,5	7	21	24,5	3	2	2	3
» Plagioklas	20.5	6	51,5	65	44,5	56	52	51	54	41	56	64	43	47	36	38	28,5	53,5	61	47	51
(% Ab)	(90)	(80)	(56)	(60)	(33)	(63)	(67)	(55)	(92)	(28)	(82)	(78)	(70)	(18)	(25)	(86)	(87)	(31)	(88)	(92)	(85)
» Femisches	19	8,5	46	28	53.5	41	43	40	9	39.5	25.5	34	16	49.5	57	18	7.5	43	15.5	13	6



Tafel 1.

Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000 . . . . S. 2

Die Karte ist eine Verkleinerung der vom Verfasser durchgeführten Aufnahmearbeiten der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. im Maßstab 1:25 000. Die Blätter Kupferberg, Schmiedeberg und Tschöpsdorf der geologischen Spezialkarte werden fast gleichzeitig mit der vorliegenden Arbeit erscheinen. Es kann bezüglich vieler Einzelheiten des Kartenbildes auf diese verwiesen werden.


Granit
Porphyr
Porphyrit
Glimmerschiefer
Kalkstein
Kurzschupp. Gneis
Quarzit
Erzformation
Feldspat Amphibolit
Diopsid Amphibolit
Amphibolit
Kontaktgesteine
Grünschiefer
Porphyroid
Dichtes Quarz Chlorit Gestein
Feinschupp. Quarz Chlorit Gestein
Flaserig Q. C. Gest.
Zoisitamphibolit
Granitgneis
Blauquarzgneis
Augengneis
Flasergneis
Lagengneis
Feldspatgneis
Hornblendegneis
Injektion
Carbon
Diluvium
Alluvium
Verwerfungen
Maßstab 1: 100000
1 ½ 0 1 2 3 4 Klm
Bleibergkamm
Streckenbach
Rudelstadt
Adlersruh
Merzdorf
Morgensternwerk
Reußendorf
Rohrsdorf
Schreibendorf
SCHMIEDEBERG
Steinseiffen
Haselbach
Moritzfelde
Dittersbach
Arnsberg
Forstbauden
Forst Kamm
Schmiedeberger K.
Grenzbauden
Neuhäuser
Kolben Kamm
Riesen Kamm
Koppe
Schwarze Koppe
Johnsdorf
Pfaffendorf
Weißbach
Alt Weißbach
Nieder Blasdorf
Petzelsdorf
Klette
Hermsdorf
Pfauenzahl
Michelsdorf
Hartau
Buchwald
Oppau
Tschöpsdorf
LIEBAU
Dittersbach
Ober Albendorf

Tafel 2.

Fig. 1. Granitgneis mit makroskopischer Kataklasstruktur, ungefähr natürliche Größe. Man sieht polygonale Feldspattrümmer in einer wenig gestreckten feinflaserigen Grundmasse liegen. (Arnsberger Försterfelder) . . . . S. 123

Fig. 2. Schlierengneis. Die bald gröberen, bald feineren, bald glimmerreicheren, bald glimmerärmeren Lagen des Gneises bedingen keine wesentliche schiefrige Absonderung des Gesteines (Gipfel des Bibersberges) . . . . S. 130

Fig. 3. Kontakt zwischen Amphibolit und Flasergneis aus dem Bahneinschnitt am Harteberg. Die Amphibolitgrenze ist mehrfach zackig verworfen (rechts, Mitte). Die Verwerfungen setzen sich z. T. als Flasern im Gneisgestein fort ($\frac{1}{2}$ nat. Größe) . . S. 147

Fig. 4. Fleckschiefer aus dem Kontakthof des Zentralgranitites. Die andalusitischen Flecke treten scharf hervor. (Südlich von Neu-Wüste-Röhrsdorf) . S. 154

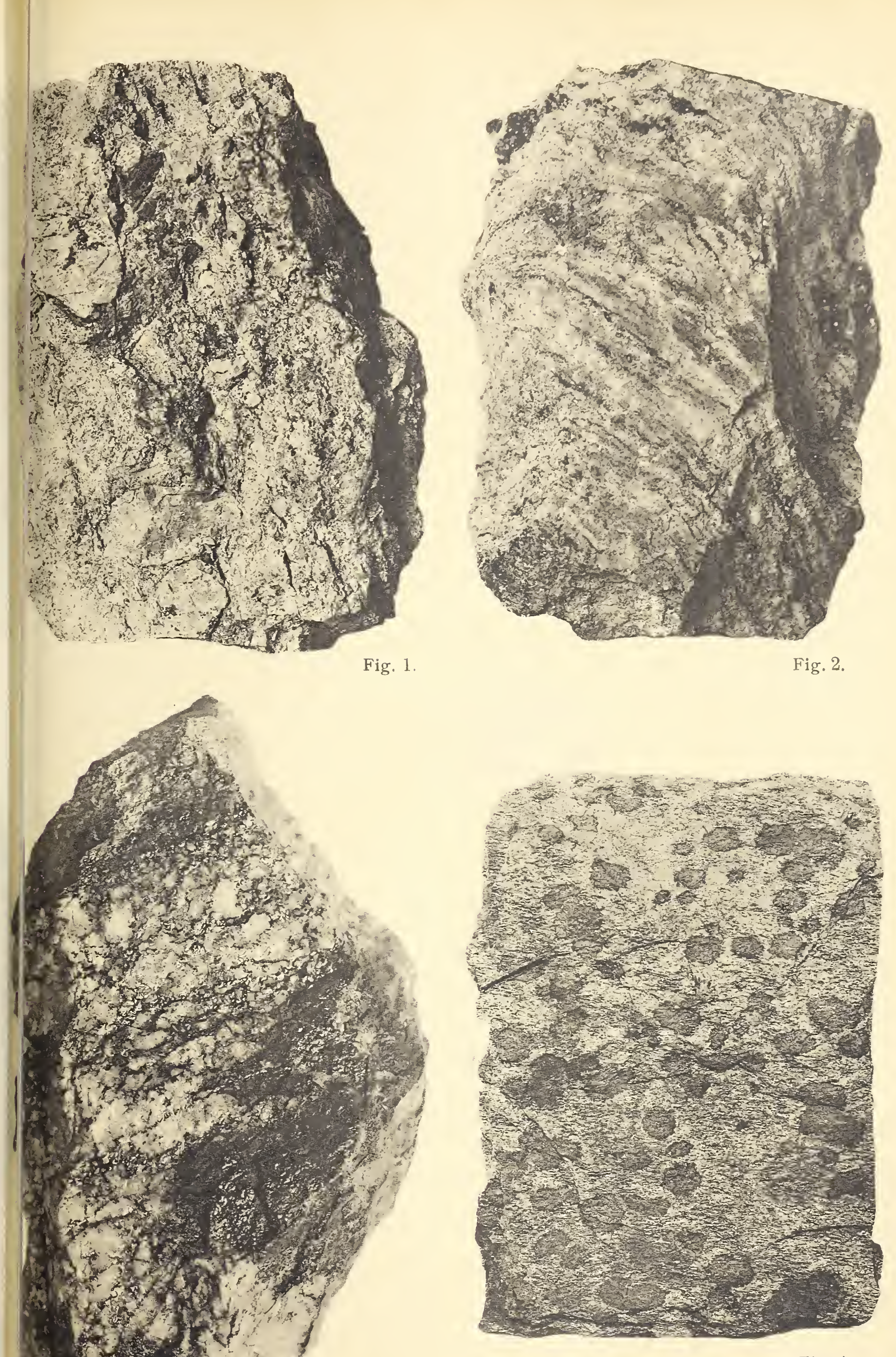


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 4.

I. Pütz phot.

Fig. 3.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Tafel 3.

Fig. 1. Vergrößerung 17fach. Muscovitglimmerschiefer mit Granaten. Die Granaten zeigen ihre porphyroblastische Natur durch reihenweise geordnete kleine Quarzeinschlüsse. Diese Einschlußreihen verlaufen aber infolge späterer Drehbewegung quer zur Schieferung (Fichtigweg) . . . . . S. 39

Fig. 2. Vergrößerung 50fach. Muscovitglimmerschiefer mit Flasern, die zopfähnlich aus einzelnen linsenförmigen Körpern sich zusammensetzen. (Glocke) S. 46

Fig. 3. Vergrößerung 30fach. Feldspatchloritschiefer. Die Feldspäte führen als palimpsestische Bildungen streifenweise eingestreute Kohlepartikelchen. Die Streifen sind jedoch durch spätere Drehungen kreuz und quer gestellt. (Kalkbruch am Paß) S. 70

Fig. 4. Vergrößerung 25fach; gekreuzte Nicols. Porphyroid. Die Quarze und automorphen Albiteinsprenglinge sind mehrfach zerbrochen und verworfen. Außerdem zeigen die Quarze (z. B. rechts, Mitte) schlauchförmige Einstülpungen der Grundmasse. (Kalkbruch bei Prittwitzdorf) . . S. 90

Fig. 5. Vergrößerung 25fach; gekreuzte Nicols. Porphyroid. Granophyrische Verwachsung von Quarz und Oligoklas, letzterer mit Zwillingslamellierung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. (Nordostfuß des Plissenberges) . . . . S. 90

Fig. 6. Vergrößerung 100fach. Flaseriges Quarzchloritgestein. Ein Apatitkrystall als Einschluß in einem scheinbar unverletzten, aber stark undulös auslöschenden Quarzkorn ist in mehrere Teile zerrissen. (Östlich vom Scharlachgipfel) . . . . S. 110

Tafel 4.

Fig. 1. Vergrößerung 25fach; gekreuzte Nicols. Augengneis. Kataklase mit beginnender Gleitflaserung. (Jockelwasser) . . . . S. 124

Fig. 2. Vergrößerung 25fach; gekreuzte Nicols. Schlierengneis. Oben und unten feinkörniger und feldspatreicher, in der Mitte grobkörniger und feldspatärmer, nahe unter der Mitte ein großes bizarr geformtes aber optisch einheitliches Muscovitindividuum. (Halde der Bergfreiheitgrube) . . S. 130

Fig. 3. Vergrößerung 50fach; gekreuzte Nicols. Gneis des Injektionsgebietes. Plagioklas mit stark zerbrochenen, verbogenen und verworfenen Zwillingslamellen. (Loreley) . . . . S. 148

Fig. 4. Vergrößerung 25fach; gekreuzte Nicols. Hornblendegneis. Plagioklasrisse sind mit neuer Plagioklassubstanz von gleicher optischer Orientierung, aber wesentlich gröberem Zwillingsbau ausgefüllt. (Laubberg) . . . . S. 142

Fig. 5. Vergrößerung 50fach; gekreuzte Nicols. Injektionsgneis. Ein Streckriß im Gestein ist von grobkrystallinem Quarz erfüllt. Wo dieser Riß ein Quarzkorn durchsetzt ist der sekundäre Quarz mit dem benachbarten Quarz des Kornes optisch gleich orientiert, unterscheidet sich aber von ihm durch zahllose winzige Flüssigkeitseinschlüsse. (Rohnen-Berg) . . . . S. 149

Fig. 6. Vergrößerung 50fach; gekreuzte Nicols; Cordierithornfels. Cordierit mit polysynthetischem Zwillingsbau. (Nördlich von der Gifthütte) . . . S. 153

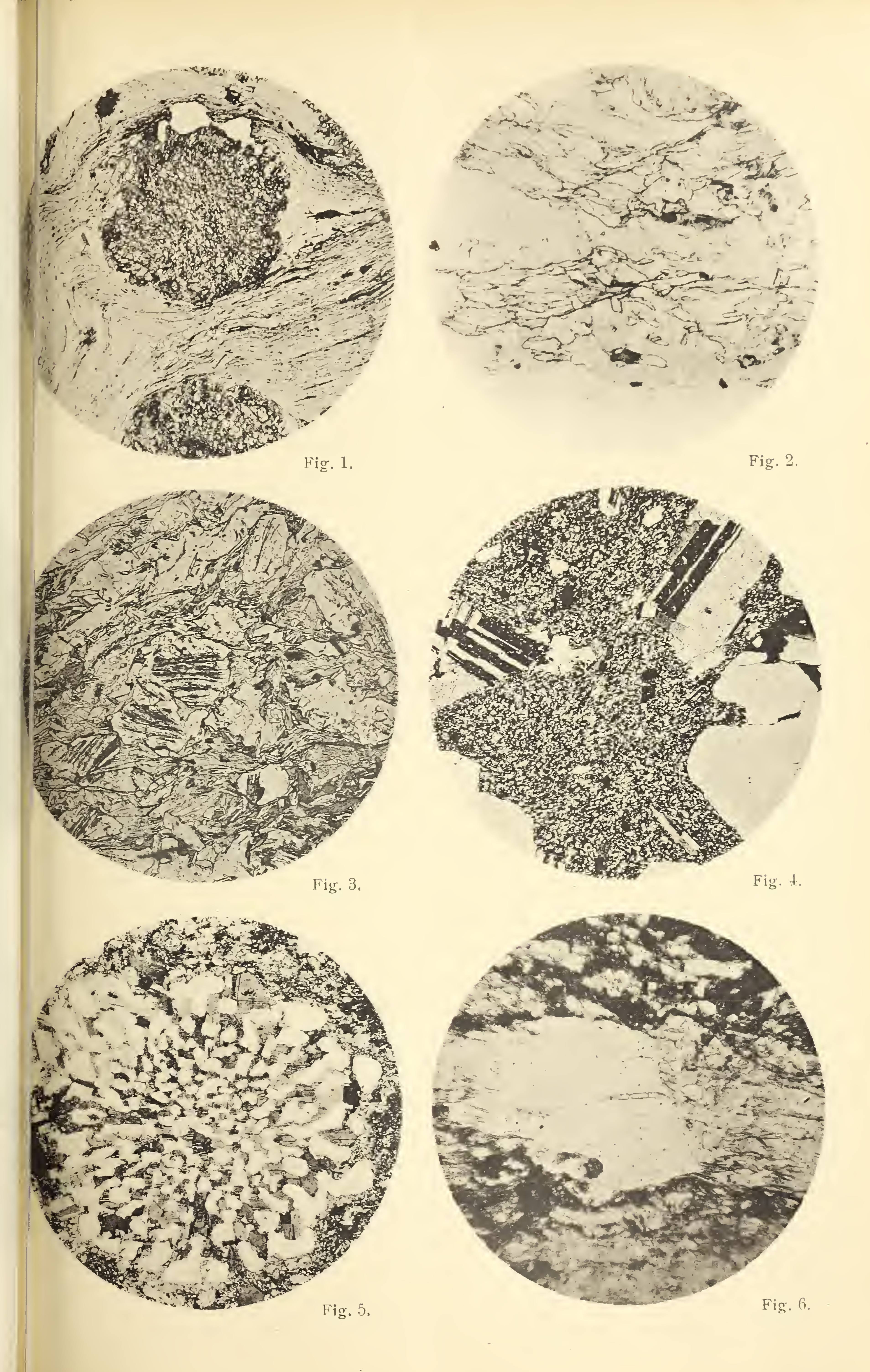


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.


BRITISH MUSEUM
G D
NATURAL HISTORY

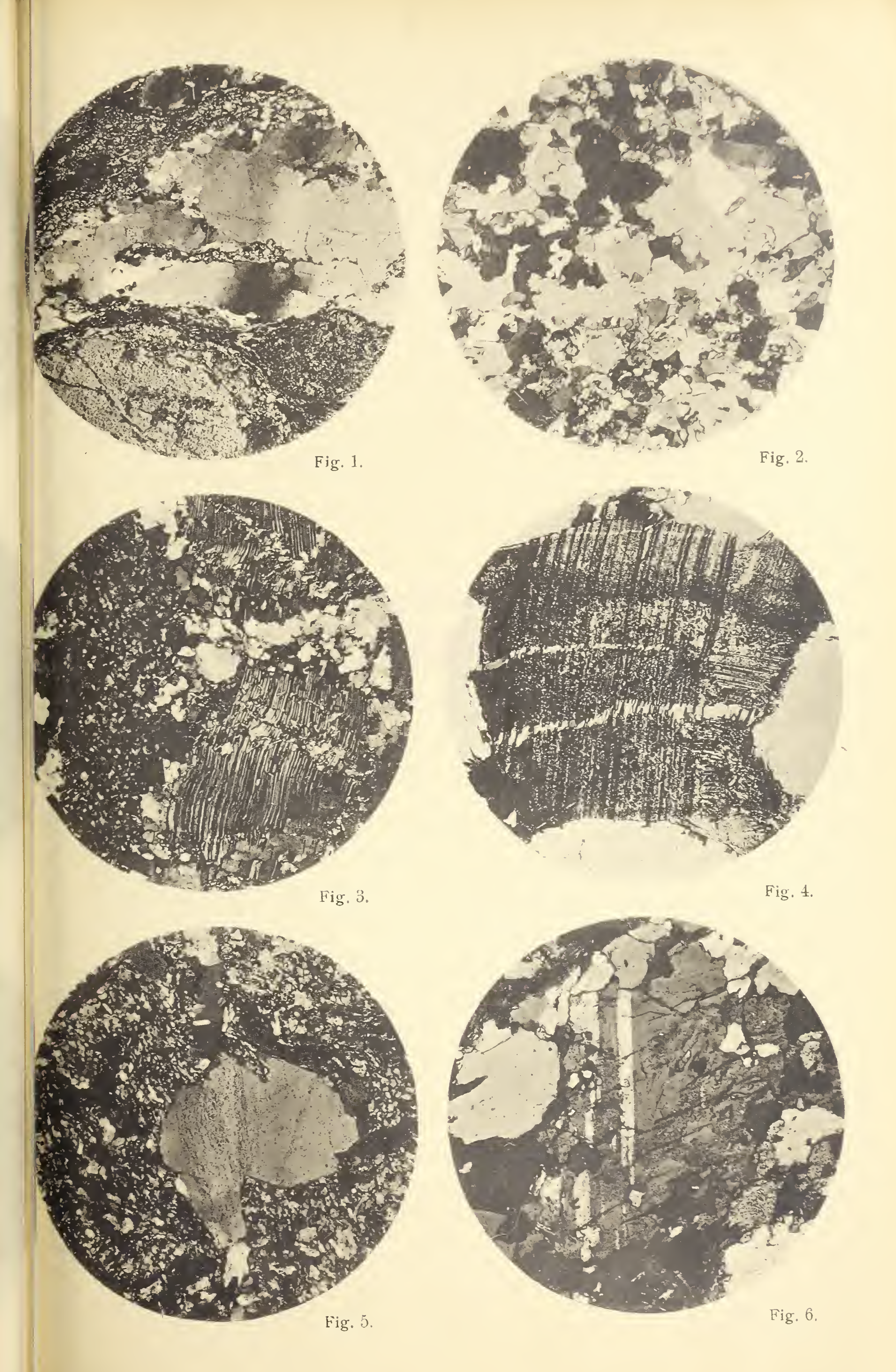


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorfer Straße 26.